

Strefa marginalna  
lądolodu warty  
w środkowej  
i wschodniej Polsce



ACTA GEOGRAPHICA LODZIENSIA

NR 103

Strefa marginalna  
łądολου warty  
w środkowej  
i wschodniej Polsce



Łódź 2015

Łódzkie Towarzystwo Naukowe

## **ŁÓDZKIE TOWARZYSTWO NAUKOWE**

90-505 Łódź, ul. M. Skłodowskiej-Curie 11  
tel. 42 66 55 459, fax 42 66 55 464  
<http://www.ltn.lodz.pl/> e-mail: [biuro@ltn.lodz.pl](mailto:biuro@ltn.lodz.pl)  
sprzedaż wydawnictw tel. 42 66 55 448  
księgarnia internetowa <http://sklep.ltn.lodz.pl>

### **NACZELNA RADA WYDAWNICZA ŁTN**

Krystyna Czyżewska, Wanda M. Krajewska (redaktor naczelna),  
Edward Karasiński, Henryk Piekarski, Jan Szymczak

### **REDAKTOR SERII**

Krystyna Turkowska

### **REDAKTOR TOMU**

Krystyna Turkowska

### **RECENZENCI TOMU**

Sławomir Terpiłowski, Tomasz Werner

### **KOLEGIUM REDAKCYJNE**

Ryszard K. Borówka, Piotr Gębica, Paweł Jokiel, Maria Łanczont,  
Małgorzata Roman, Ewa Smolska, Urszula Somorowska, Juliusz Twardy

### **SEKRETARZ REDAKCJI**

Danuta Dzieduszyńska

Czasopismo jest indeksowane w bazie CEJSH, Copernicus  
i znajduje się na liście ministerialnej czasopism punktowanych.  
Artykuły czasopisma w elektronicznej wersji są dostępne w bazach:  
CEEOL, EBSCOhost, Proquest, Bibliography and Index of Geology – GeoRef  
i na portalu i IBUK

ISSN 0065-1249

© Copyright by Łódzkie Towarzystwo Naukowe – Łódź 2015

Wydanie pierwsze, wersja drukowana pierwotna

Projekt okładki: Agnieszka Roman

Skład: Karolina Piechowicz

Druk: 2K Łódź sp. z o.o., ul. Płocka 35/45, [www.2k.com.pl](http://www.2k.com.pl), [2k@2k.com.pl](mailto:2k@2k.com.pl)

Nakład: 100 egz.

103 tom *Acta Geographica Lodziensia* zawiera sześć artykułów, z których pięć – uzupełnionych wspólnym załącznikiem na końcu tomu – przedstawia metody i wyniki specjalistycznych analiz mających na celu weryfikację hipotezy o dotarciu lądolodu warty do linii Radomsko–Przedbórz w obszarze na południowy wschód od Łodzi, zarówno w formie lobu Widawki jak i Pilicy-Luciąży. Wyniki badań w regionie łódzkim porównano z nowym spojrzeniem na strefę marginalną lądolodu warty na międzyrzeczu Krzyny i Bugu.

Układ strefy marginalnej ostatniej w środkowej Polsce transgresji lądolodu został zarysowany już blisko sto lat temu. W historii badań regionalnych, pogląd jest wiązany przede wszystkim z opublikowanym w *Pracach Państwowego Instytutu Geologicznego* dziełem „Dyluwium i morfologia środkowego Powiśla” S. Lencewicza (1927), który opisał rozdzielenie przez Wyżynę Łódzką lądolodu na dwa, obrzeżone przez formy czołowomorenowe wielkie jezory: „nadwarciański” oraz „nadwiślański”. Poglądy międzywojenne uwzględniono w interpretacji genezy i wieku form glacialnych na „Mapie Geologicznej Polski 1:300 000 arkusz Łódź A” (Dylik, Jurkiewiczowa 1950), która była głównym „reperem” wyznaczania zasięgu ostatniego lądolodu w okolicach Łodzi, poczynając od VI Kongresu INQUA w Polsce w 1961 r. do czasów współczesnych. Stało się tak niezależnie od faktu, że na Kongresie, obok interpretacji R. Galona i L. Roszkówny, powtarzającej zasięg lądolodu warty z mapy 1:300 000, została przez S. Z. Różyckiego przedstawiona również nowa koncepcja tego zasięgu, odchodząca od kryterium morfologicznego. Rozpoczynając okres intensywnych studiów nad morfogenezą warciańską H. Klatkowa (1972) opowiedziała się za poglądem S. Z. Różyckiego, niezależnie od lawinowego przyrostu informacji na temat południowej części lobu Widawki, który nastąpił w związku z badaniami prowadzonymi przez pracowników Państwowego Instytutu Geologicznego przy okazji dokumentacji bełchatowskiego złoża węgla brunatnego. Różnice poglądów zaznaczono na „Mapie Geologicznej Polski 1:200 000, ark. Łódź A – Mapa utworów powierzchniowych” (Klatkowa 1980) w formie rozległej strefy nierozdzielonych glin środkowopolskich. Mapa ta, w zakresie poglądów na temat rozważanej w 103 tomie *Acta Geographica Lodziensia* rozległości strefy ekstraglacialnej lądolodu warty w południowo-wschodniej części regionu łódzkiego, stanowi świadectwo stanu wiedzy sprzed rozpoczęcia szczegółowego kartowania geologicznego.

Autorskie badania paleogeograficzne prowadzone w całym dorzeczu doliny Wolbórki oraz współautorskie prace do „Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000” na arkuszu Tuszyn stały się podstawą przekonania o konieczności przesunięcia zasięgu lądolodu warty przynajmniej do linii Wolbórz–Tomaszów Mazowiecki (Turkowska 1992). Postulat, wysuwany również przez autorów innych arkuszy SMGP, został uwzględniony w reinterpretacji maksymalnego zasięgu tego lądolodu dokonanej przez Państwowy Instytut Geologiczny na „Mapie Geologicznej Polski 1:500 000” (Marks i in. 2006). Fakt ten ma niewątpliwie największe, niejako formalne, znaczenie w upowszechnianiu poglądu o likwidacji ekstraglacialnej zatoki między lobami Widawki i Rawki lądolodu warty na południowy wschód od Łodzi.

Zrealizowana w pierwszych latach bieżącego wieku krytyczna analiza pełnego dorobku geomorfologiczno-paleogeograficznego z obszaru regionu łódzkiego, w tym danych wynikających z badań do SMGP w skali 1:50 000, zainspirowała niżej podpisaną do wysunięcia hipotezy zasięgu lądolodu warty sięgającego północnych stoków wyżyn – Wzgórz Radomszczańskich i Grzbietu Przedborskiego – w formie lobu Pilicy-Luciąży oraz konfluencji lobów na linii wododziałowej garbu łódzkiego (por. „Geomorfologia regionu łódzkiego”, Turkowska 2006). Od 2007 roku weryfikacja stała się przedmiotem badań realizowanych w Katedrze Badań Czwartorzędu UŁ (od 2012 Katedra Geomorfologii i Paleogeografii). Badania glacialne w obszarze między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem, kluczowym dla badanego problemu, zostały podjęte przez znającą teren z wcześniejszych badań nad rozwojem doliny Luciąży L. Wachecką-Kotkowską, która zaprosiła do współpracy grono specjalistów z dziedziny nauk o Ziemi. W latach 2011–2013 prace Zespołu Badawczego były finansowane z grantu N N306 721140. Częściowe wyniki badań były już przedstawiane na konferencjach krajowych i zagranicznych oraz publikowane. Paleogeograficzne podsumowanie wszystkich materiałów zebra-

nych w badanym wycinku terenu, wraz z pełną dokumentacją badań w formie załączonej na CD bazy danych, przedstawiono w monografii p.t. „Rozwój rzeźby obszaru między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedbórzem w czwartorzędzie” (Wachecka-Kotkowska 2015).

Jak wynika z artykułów przedstawionych w niniejszym tomie, zrealizowane badania dostarczyły licznych przesłanek potwierdzających istnienie lobu Pilicy-Luciąży i świadczą o jego częściowym pokryciu się z lobem Widawki w strefie garbu łódzkiego. Od strony południowej, obydwie loby wyznaczają maksymalny zasięg lądolodu warty na linii Radomsko–Kamieńsk–Rzejowice–Przedbórz w formie festonów, a istnienie strefy ekstraglacjalnej między lobem Widawki i Rawki (*sensu lato*) ogranicza się do małego obszaru na południe od Kamieńska (por. załącznik do tomu). W świetle obecnego stanu wiedzy, ten niewielki obszar nie należy więc do morfogenetycznego regionu łódzkiego, który w myśl definicji zaproponowanej przez niżej podpisaną w 2006 r., stanowi „...wycinek strefy warciańskiej o rzeźbie poligenicznej i złożonej, której ewolucja w kenozoiku była uwarunkowana przez położenie w strefie pogranicza wału metakarpacciego i depresji środkowopolskiej”. Przeprowadzone badania potwierdziły więc zasadność koncepcji regionu i uszczegółowiły przebieg jego południowej granicy. Porównywalność cech strefy marginalnej lądolodu warty w niewielkim, uważanym wcześniej za ekstraglacjalny wycinku środkowej Polski do cech tej strefy we wschodniej Polsce na międzyrzeczu Krzyny i Bugu (por. Godlewska 2015, w tym tomie) określa charakter wniosków jako ponadregionalny.

Wszystkim Autorom gorąco dziękuję za przygotowanie artykułów do 103 tomu *Acta Geographica Lodziensia* informujących o kolejnym etapie badań warciańskich w środkowej i wschodniej Polsce, co pozwoliło na podtrzymanie kronikarskich tradycji najstarszej serii wydawniczej Łódzkiego Towarzystwa Naukowego, założonej przez Jana Dylika w 1948 r. Mam nadzieję, że dyskusja na temat przedstawionych w tomie metod i ich wyników doczeka się wkrótce pełnego podsumowania i że badania układu lobów Widawki i Pilicy-Luciąży (Rawki) w regionie łódzkim będą kontynuowane. Wyrażam opinię, że małe loby, których istnienie stanowi wspólny mianownik przedstawionych w tomie artykułów, powinny stać się przedmiotem szczegółowych zainteresowań badawczych w zakresie zróżnicowania lokalnych kierunków transgresji, dynamiki oraz efektów lito- i morfologicznych w całej, *sensu stricte* marginalnej, strefie lądolodu warty na pograniczu Niżu i Wyżyn.

Krystyna Turkowska

## TREŚĆ

Andrzej Barczuk, Lucyna Wachecka-Kotkowska Analiza minerałów ciężkich jako metoda określania źródła osadów wodnolodowcowych w obszarze między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem (summary: Analysis of heavy minerals as a method for determining the source of the glaciofluvial sediments in the Piotrków Trybunalski, Radomsko and Przedbórz area).....	9
Piotr Czubła Analiza zespołów eratyków w glinach lodowcowych i ich znaczenie w rekonstrukcji zasięgu lądolodu warciańskiego w obszarze między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem (summary: Indicator erratics analyses in glacial tills and their significance for the reconstruction of ice-sheet dynamics of the area between Piotrków Trybunalski, Radomsko and Przedbórz).....	25
Anna Godlewska Nowe spojrzenie na dynamikę lądolodu warty w strefie marginalnej na międzyrzeczu Krzny i Bugu (summary: New approach to dynamics of Younger Saalian ice-sheet (Warthe) in the marginal zone in the interfluvium of the Krzna and Bug Rivers).....	45
Maria Górską-Zabielską, Lucyna Wachecka-Kotkowska Petrografia żwirów i eratyki przewodnie w osadach wodnolodowcowych jako przesłanki wnioskowania na temat źródeł i kierunków transportu materiału w obszarze między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem (summary: Gravel petrography and erratics of the glaciofluvial sediments as base of characteristics of the source and transport direction in the Piotrków Trybunalski, Radomsko and Przedbórz area).....	57
Elżbieta Król, Lucyna Wachecka-Kotkowska Anizotropia podatności magnetycznej jako potencjalne narzędzie wyznaczania kierunków paleoprądów w osadach glacygenicznych w obszarze między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem (summary: Anisotropy of magnetic susceptibility as a potential tool of palaeocurrent directions of the glacial sediments in the Piotrków Trybunalski, Radomsko and Przedbórz area).....	79
Lucyna Wachecka-Kotkowska Badania ułożenia klastów w glinach morenowych jako element rekonstrukcji kierunków transportu lodowego w obszarze między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem (summary: Measurements of till fabric orientation in the morainic tills for reconstruction of the ice flow direction in the Piotrków Trybunalski, Radomsko and Przedbórz area).....	99
Załącznik (Annex)	





## **ANALIZA MINERAŁÓW CIĘŻKICH JAKO METODA OKREŚLANIA ŹRÓDŁA OSADÓW WODNOLODOWCOWYCH W OBSZARZE MIĘDZY PIOTRKOWEM TRYBUNALSKIM, RADOMSKIM A PRZEDBORZEM (ŚRODKOWA POLSKA)**

### ZARYS TREŚCI

Prezentowano wyniki analizy minerałów frakcji ciężkiej wyseparowane z 39 próbek osadów wodnolodowcowych pobranych w 19 stanowiskach między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem. Analiza wykazała duże zróżnicowanie udziału minerałów nieprzezroczystych (14–82,5%) i przezroczystych (17,5–86%). W nawiązaniu do badań lessowych w okolicach Przedborza, minerały przezroczyste podzielono na 5 grup, przyjmując jako główne kryterium odporność na czynniki wietrzeniowe. Do klasyfikacji dodano grupę 6 – węglany i fosforany ze skał podłoża. Wszystkie próbki wskazały na przewagę źródła skandynawskiego materiału detrytycznego, przy czym stwierdzono pewne powiązanie między odpornością minerałów a odległością i dynamiką transportu osadów oraz ich wiekiem. Obecność tylko w nielicznych próbkach minerałów z utworów lokalnego podłoża dowodzi niewielkiej roli egzaracji w obszarze pogranicza Nizy i Wyżyn. Dochodzący nawet do 40% udział łyszczyków w osadach wodnolodowcowych zinterpretowano jako synsedymacyjne domieszki eoliczne.

**Słowa kluczowe:** skład mineralogiczny, osady wodnolodowcowe, łądolód warty, region łódzki, środkowa Polska

### WPROWADZENIE

Znaczenie wykonywania analiz mineralogicznych w rozwiązaniu zagadnień litostratigraficznych i paleogeograficznych, zwłaszcza w przypadku utworów niemych faunistycznie, jest od dawna podkreślane przez badaczy zajmujących się problematyką osadów czwartorzędowych (Raciniowski, Rzechowski 1969). Analiza mineralogiczna frakcji ciężkiej wyseparowanej z utworów klastycznych, chociaż jej wyniki nie zawsze są jednoznaczne, jest uważana za przydatną w rozważaniach na temat źródła materiału detrytycznego, kierunków i długości transportu tego materiału, a ponadto przy próbach dokonywania korelacji odległych profili osadowych. Dyskusję na ten temat przeprowadzili Barczuk i Mycielska-Dowgiałło (2001).

Studia mineralogiczne osadów czwartorzędowych, w tym prowadzone w ramach ba-

dań do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, podsumowuje Raciniowski (2002, 2008, 2010). W osadach różnych grup genetycznych, na podstawie udziału poszczególnych minerałów badacz określa sekwencje minerałów wiodących (dominujących), wspomagających i uzupełniających. Stwierdza, że „...wszystkie osady glacialne i fluwioglacialne w Polsce charakteryzują się podobnym jakościowo i ilościowo składem minerałów przezroczystych” (Raciniowski 2010), ale jednocześnie wskazują na różnice wynikające ze stopnia przeróbki osadów akumulacji glacialnej przez procesy młodsze, np. eoliczne czy fluwialne. Odróżnienie spektrum mineralnego skał o lokalnej proveniencji od spektrum skał skandynawskich często może powodować trudności (jw.).

---

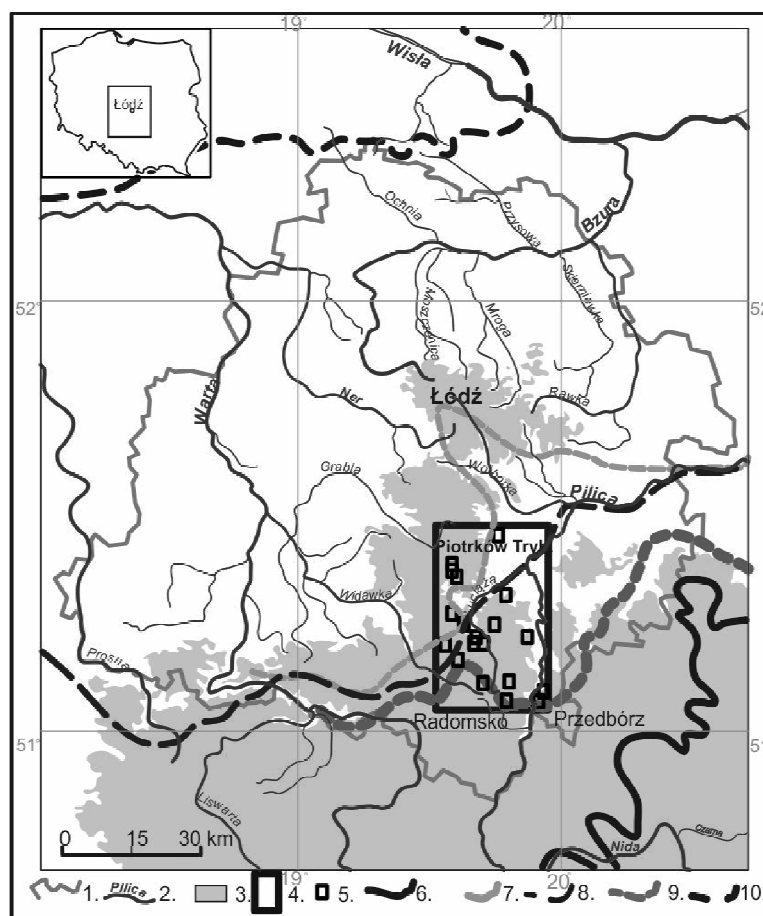
\* Uniwersytet Warszawski, Wydział Geologii, Katedra Geochemii, Mineralogii i Petrologii, al. Żwirki i Wigury 93, 02-089 Warszawa, e-mail: a.barczuk@uw.edu.pl

\*\* Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź, e-mail: lucyna.wachecka@geo.uni.lodz.pl

## OBSZAR I CEL BADAŃ

Badania przeprowadzono w południowo-wschodniej części regionu łódzkiego między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedbórzem (rys. 1), gdzie podłoże przykryte jest na ogół cienką pokrywą osadów kenozoicznych (wyjątek stanowi rów Kleszczowa), a na południu skały mezozoiczne często występują w postaci ostańców (Wachecka-Kotkowska 2004, 2015). Analiza mineralogiczna ma służyć określeniu proporcji skandynawskiego materiału

detrytycznego i materiału lokalnego w pokrywie czwartorzędowej w różnych częściach terenu, a w dalszej kolejności próbie wskazania źródeł alimentacji i pośrednio kierunku transportu materiału detrytycznego wchodzącego w skład najmłodszego poziomu osadów wodnolodowcowych budujących formy glacialne różnego typu (np. stożki glacialne, sandry, wysoczyznowe i dolinne poziomy fluwio-glacialne, pagóry limnoglacialne).



Rys. 1. Położenie terenu badań w regionie łódzkim na tle wybranych poglądów na zasięg lądolodu warty (por. załącznik na końcu tomu)

1 – granice województwa; 2 – rzeki; 3 – obszar powyżej 200 m n.p.m.; 4 – obszar badań; 5 – rozmieszczenie analizowanych próbek; zasięgi lądolodów: 6 – maksymalny odry według Różyckiego (1972), 7 – stadia warty według Różyckiego (1972), 8 – zlodowacenia warty według Marksa i in. (2006), 9 – stadia warty według Turkowskiej (2006); 10 – zlodowacenia wisły według Roman (2012)

Location of investigated area in the Łódź region against selected views of limit of the Wartanian ice-sheet (compare Annex)

1 – voivodship borders; 2 – rivers; 3 – area over 200 m a.s.l.; 4 – study area; 5 – sample sites; limit of glaciation: 6 – Odranian maximum stage according to Różycki (1972), 7 – Wartanian stage according to Różycki (1972), 8 – Wartanian glaciation according to Marks *et al.* (2006), 9 – Wartanian stadial according to Turkowska (2006); 10 – LGM according to Roman (2012)

## METODYKA BADAŃ

### Podstawy metody

Opis poszczególnych czynności związanych z poborem próbek, technikami separacji minerałów i wykonywania z nich preparatów mikroskopowych oraz metodami identyfikacji mineralogicznej frakcji ciężkiej, został szczegółowo przedstawiony w licznych publikacjach (m.in. Mycielska-Dowgiałło 1995; Racinowski 1995; Barczuk, Nejbort 2007; Marcinkowski, Mycielska-Dowgiałło 2013). Z zacytowanych prac wynika, że panuje duża dowolność w stosowanych podziałach granulometrycznych, przyjmowanych klasyfikacjach oraz sposobach prezentacji wyników badań minerałów ciężkich, co często powoduje ich nieporównywalność i brak szerszych możliwości interpretacji. Wielu autorów wyraża opinię o potrzebie standaryzacji metod (por. Racinowski 2010).

Wykorzystywany najczęściej w analizie mineralogicznej podział na cztery klasy (minerały nieprzezroczyste, agregaty i konkretne, łuszczyki – biotyt i chloryty, minerały przezroczyste) uznano za niewystarczający do charakterystyki badanych osadów wodnolodowcowych, przede wszystkim w zakresie minerałów przezroczystych. Do ich charakterystyki wykorzystano klasy-

fikację używaną w badaniach lessów na obszarze na wschód od Przedborza, w których w latach siedemdziesiątych współautor uczestniczył (Chlebowski, Lindner 1976, 1992, 2004; Chlebowski i in. 2002). Na podstawie cech takich jak odporność na czynniki wietrzeniowe i/lub pokroj wpływający na podatność na procesy eoliczne (wywiewanie i transport) przeprowadzono podział przezroczystych minerałów ciężkich na pięć grup. W niniejszej pracy do klasyfikacji dodano odrębną grupę węglanów i fosforanów. Powodem wyróżnienia szóstej grupy jest specyfika badanego regionu, a mianowicie obecność skał węglanowych na powierzchni w formie ostańców lub w płytko zalegającym podłożu mezozoicznym, a tym samym fakt, że skały te mogą być jednym z ważniejszych źródeł materiału detrytycznego dostarczanego do utworów glacialnych. Trzeba podkreślić, że minerały zaproponowanej grupy 6, chociaż nie są uznawane za reprezentantów minerałów ciężkich, spełniają ich kryteria w zakresie ciężaru właściwego, który dla węglanów wynosi 2,76–3,96 g/cm<sup>3</sup> (dla czystego kalcytu 2,96 g/cm<sup>3</sup>), a dla fosforanów nawet 4–5 g/cm<sup>3</sup> (tab. 1).

Tabela 1

Zestawienie grup minerałów ciężkich wykorzystanych w opracowaniu  
(wg Chlebowskiego i in. 2002, zmienione)

Summary of groups of heavy minerals used in the article  
(after Chlebowski *et al.* 2002, modified)

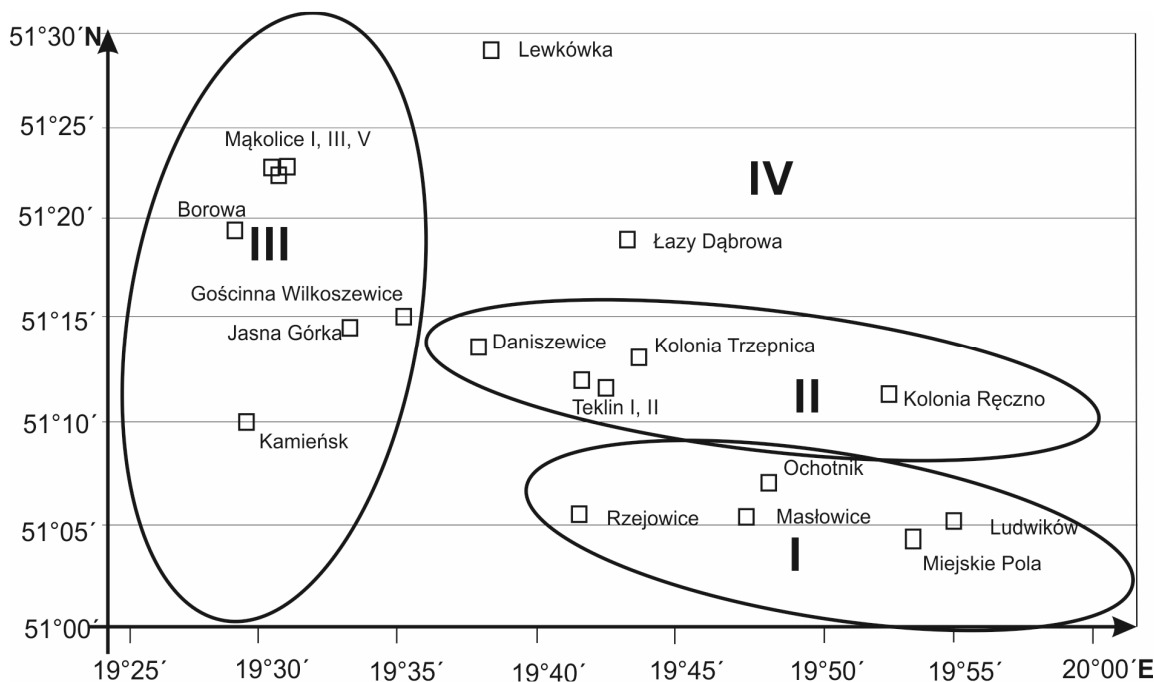
Numer grupy	Stopień odporności minerałów na czynniki wietrzeniowe	Minerały / związki chemiczne	Pochodzenie
1.	Minerały najbardziej odporne	anataz, andaluzyt, cyrkon, dysten, korund, monacyt, rutil, staurolit, turmaliny, topaz, tytanit	skandynawskie
2.	Minerały w mniejszym stopniu odporne niż minerały grupy 1	apatyt, epidoty, granaty, sillimanit	
3.	Minerały mało odporne (zwłaszcza na wietrzenie fizyczne), łatwo ulegające rozkruszaniu	amfibole, pirokseny	
4.	Minerały najmniej odporne na wietrzenie zarówno fizyczne, jak i chemiczne	glaukonit	lokalne
5.	Minerały o pokroju blaszkowym, wyjątkowo podatne na transport eoliczny	muskowit, biotyt i chloryty	eoliczne
6.	Minerały mało odporne na czynniki wietrzeniowe, zarówno chemiczne jak i fizyczne, różniące się od większości minerałów ciężkich genezą chemiczną lub organiczną	węglany i fosforany	lokalne

Do graficznego przedstawienia wyników badań w zakresie minerałów przezroczystych użyto strukturalnych wykresów kołowych z procentową zawartością poszczególnych grup minerałów oraz tzw. wykresów radarowych, opartych na osiach odpowiadających tym grupom. Konsekwentnie, także w interpretacji nawiązano do badań mineralogicznych w okolicach Przedborza (Chlebowski i in. 2002). Przyjęto, że osie 1 i 2 przedstawiają zawartości minerałów bardzo odpornych i odpornych, które pochodzą ze zwietrzelin skał magmowych, metamorficznych albo też ze zwietrzelin okruchowych skał starszych formacji geologicznych, także redeponowanych. Oś 3 prezentuje grupę minerałów mało odpornych na czynniki wietrzeniowe, które bardzo łatwo ulegają rozkruszaniu i rozdrabnianiu, a wobec tego wskazują na krótki transport. Z tego względu oś ta została nazwana wektorem „lokalności” materiału (Chlebowski i in. 2002). W przedstawianych badaniach, duży udział minerałów tej osi interpretowano jako wskazujący na „świeżość” zwietrzelin materiału skandynawskiego, stanowiących źródło skał magmowych i metamorficznych dla amfiboli i piroksenów. Natomiast określanie osi 4 (zawartość glaukonitu, tj. minerału najmniej odpornego na czynniki wietrzeniowe), jako wektora „lokalności” materiału jest jednoznaczne. Oś ta sugeruje bliskość obszaru źródłowego dla glaukonitu, występującego w składzie skał lokalnego podłoża. Oś 5 nazwano wektorem „eolicznym” z tego względu,

że za jej pomocą prezentowane są minerały o pokroju blaszkowym – łyszczyki i chloryty – a więc szczególnie podatne na działalność wiatru. Oś ta zawiera informacje dotyczące zarówno zawartości łyszczyków i chlorytów w skałach budujących obszary alimentacyjne, jak i kierunków transportu tych składników przez wiatry. Dodanie do graficznej prezentacji zawartości grup mineralnych osi 6 (udział węglanów i fosforanów), stanowi niejako trzeci (obok osi 3 i 4) wektor „lokalności”, który ma stworzyć możliwość oceny udziału podłoża mezozoicznego w składzie mineralnym analizowanych osadów.

### Tok postępowania badawczego

Do analizy mineralogicznej wybrano losowo 39 próbek, głównie z piaszczystych osadów wodnolodowcowych pobranych w 19 stanowiskach terenowych (rys. 2, tab. 2). Osady luźne zostały poddane analizie uziarnienia, po czym z frakcji 0,1–0,05 mm wyodrębniono minerały ciężkie przy użyciu bromoformu o ciężarze właściwym  $2,88 \text{ g/cm}^3$ . Z wydzielonych minerałów sporządzono preparaty nasypowe (proszkowe), zatopione w balsamie kanadyjskim na szkiełkach podstawowych. Za próbkę statystycznie zgodną z wymogami metodycznymi, warunkującą wiarygodność badań, przyjęto liczbę 200–300 ziaren minerałów przezroczystych.



Rys. 2. Położenie stanowisk w strefach glacygenicznych I-IV (por. załącznik do tomu)

Sites location in glacial zones (compare Annex)

Tabela 2

Lokalizacja stanowisk badawczych  
Sites location according to research zones

Stanowisko	Geomorfologia	Lokalizacja		
		wysokość [m n.p.m.]	$\Delta$ [E]	$\Phi$ [N]
<b>STREFA I – WZGÓRZA RADOMSZAŃSKIE i GRZBIET PRZEDBORSKI</b>				
Rzejowice-Borki	sandr wysoczyznowy	240,0	19° 41' 34''	51° 06' 58''
Masłowice PGR	poligeniczny pagór glacialny	230,0	19° 47' 56''	51° 06' 24''
Ochotnik	wysoczyzna morenowa	237,0	19° 48' 51''	51° 07' 35''
Ludwików	poligeniczny pagór glacialny	222,5	19° 55' 06''	51° 05' 45''
Miejskie Pola	ostaniec terasy kemowej	229,0	19° 54' 56''	51° 04' 49''
<b>STREFA II – WZGÓRZA DOBRYSZYCKIE</b>				
Gertrudów	sandr dolinny	230,5	19° 34' 31''	51° 10' 13''
Daniszewice	poligeniczny wał glacialny	220,4	19° 37' 46''	51° 13' 29''
Teklin II	ten sam wał glacialny	235,0	19° 41' 39''	51° 12' 56''
Teklin I	ten sam wał glacialny	233,0	19° 41' 52''	51° 12' 49''
Kolonia Trzepnica	ten sam wał glacialny	222,0	19° 43' 34''	51° 13' 17''
Kolonia Ręczno	pagór morenowy	200,0	19° 52' 57''	51° 10' 54''
<b>STREFA III – WYSOCZYŻNA BĘŁCHATOWSKA</b>				
Kamieńsk	poligeniczne wzgórze glacialne	232,0	19° 29' 54''	51° 10' 58''
Wola Niechcicka Stara	pagór kemowy	215,0	19° 34' 05''	51° 15' 28''
Gościnna-Wilkoszewice	poligeniczny pagór glacialny	218,7	19° 36' 55''	51° 15' 04''
Mąkolice I	poligeniczny pagór glacialny	230,0	19° 30' 06''	51° 23' 09''
Mąkolice III	ten sam pagór glacialny	235,0	19° 30' 48''	51° 23' 18''
Mąkolice V	ten sam pagór glacialny	233,4	19° 31' 52''	51° 22' 49''
<b>STREFA IV – RÓWNIANA PIOTRKOWSKA</b>				
Łazy Dąbrowa	poziom odpływu marginalnego	185,0	19° 43' 25''	51° 19' 14''
Lewkówka I	wysoczyzna morenowa/sandr Karlina	213,6	19° 38' 48''	51° 29' 10''

W analizie mineralogicznej dokonano podziału minerałów na nieprzezroczyste i przezroczyste (tab. 3), po czym w drugich wydzielono sześć grup minerałów (tab. 1). Na strukturalnych wykresach kołowych oraz wykresach radaro-

wych wyniki oraz ich interpretację przedstawiono łącznie dla stanowisk pogrupowanych w strefach form glacialnych I–IV, wyróżnionych w badanym terenie.

Tabela 3

Udział minerałów nieprzezroczystych i przezroczystych na tle litologii i głębokości poboru próbek  
Opaque and transparent minerals against lithology and depth of sampling

Stanowisko	Litologia	Głębokość [m]	Numer próbki	Minerały nieprzezroczyste [%]	Minerały przezroczyste plus węglany [%]
<b>Strefa I – Wzgórza Radomszańskie i Grzbiet Przedborski</b>					
Rzejowice	Żwir piaszczysty	1,75	610	50,5	49,5
Masłowice	Żwir piaszczysty	3,0	447	38,6	61,4
Ochotnik	Piasek różnoziarnisty	4,0	386	38,80	61,2
Ludwików	Piasek różnoziarnisty	5,0	412	44,53	55,47

Stanowisko	Litologia	Głębokość [m]	Numer próbki	Minerały nieprzezroczyste [%]	Minerały przezroczyste plus węglany [%]
Miejskie Pola	Piasek różnoziarnisty	3,0	417	38,93	61,07
	Piasek drobnoziarnisty	6,0	430	58,48	41,52
	Piasek mułkowy	13,0	437	59,38	40,62
<b>Strefa II – Wzgórze Dobryzyckie</b>					
Daniszewice	Piasek różnoziarnisty	2,0	710	33,9	66,1
	Piasek różnoziarnisty	2,5	712	29,9	70,1
	Piasek różnoziarnisty	2,75	771	68,3	31,7
	Piasek drobnoziarnisty	5,0	774	65,3	34,7
	Piasek różnoziarnisty	3,0	dan4	29,9	70,1
Teklin I	Piasek gruboziarnisty /żwir	2,5	dan5	88,3	11,7
	Piasek różnoziarnisty/żwir	3,5	129	38,6	61,4
Teklin II	Piasek różnoziarnisty	5,5	141	58,1	41,9
	Żwir piaszczysty	5,0	699	40,6	59,4
Kolonia	Piasek różnoziarnisty	6,0	700	59,9	40,1
	Piasek gruboziarnisty/żwir	1,5	188	40,2	59,8
Trzepnica	Piasek różnoziarnisty	1,7	189	26,5	73,5
	Piasek drobnoziarnisty	2,3	193	29,6	70,4
Kolonia Ręczno	Żwir piaszczysty	1,8	465	57,5	42,5
	Piasek różnoziarnisty	2,6	468	63,7	36,3
	Mułek piaszczysty	2,8	472	73,5	26,5
<b>Strefa III – Wysoczyzna Belchatowska</b>					
Kamięnsk	Piasek różnoziarnisty	3,0	375	52,4	47,6
Gościnna-Wilkoszewice	Piasek różnoziarnisty	2,4	22	46,6	53,4
	Żwir piaszczysty	1,4	27	47,0	53,0
	Piasek drobnoziarnisty	2,0	172	36,0	64,0
Wola Niechcicka	Piasek drobnoziarnisty	4,0	104	50,0	5,00
Borowa III	Mułek piaszczysty	1,8	684	46,1	53,9
	Piasek gruboziarnisty	2,0	691	82,5	17,5
Mąkolice I	Piasek różnoziarnisty	2,0	61	41,5	58,5
Mąkolice IV	Żwir piaszczysty	6,0	663	54,3	45,7
Mąkolice V	Piasek średnioziarnisty	1,6	657	25,8	74,2
	Piasek różnoziarnisty	2,2	659	27,4	72,6
	Piasek gruboziarnisty	2,8	660	51,4	48,6
<b>Strefa VI – Równina Piotrkowska</b>					
Łazy Dąbrowa	Piasek różnoziarnisty	2,0	5	39,4	60,6
	Mułek piaszczysty	5,0	12	37,0	63,0
Lewkówka I	Piasek mułkowy	7,0	18	40,8	59,2
	Piasek drobnoziarnisty	10,0	572	35,5	64,5

## WYNIKI I INTERPRETACJA

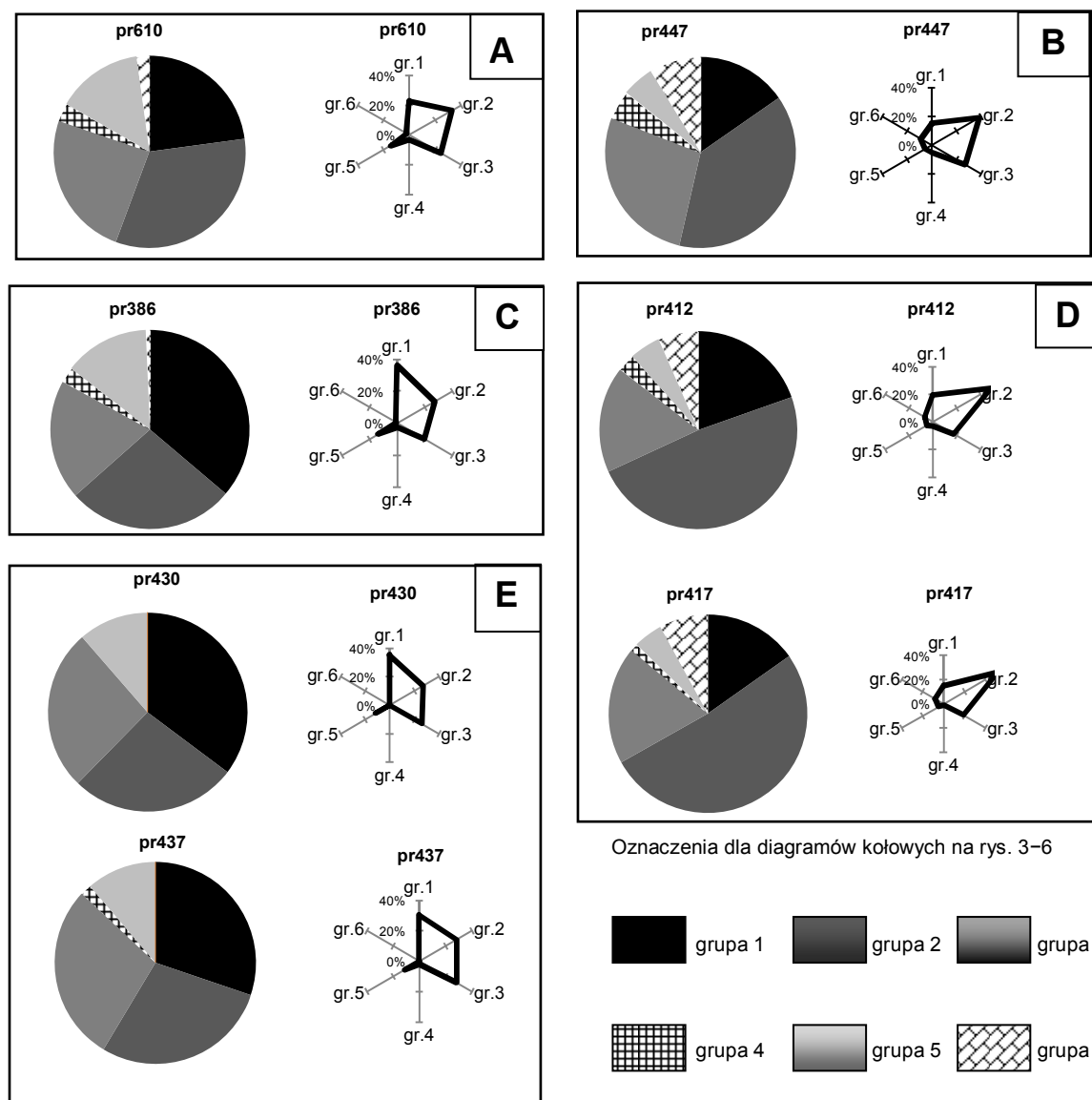
### Strefa I – Wzgórza Radomszczańskie i Grzbiet Przedborski

W strefie I wykonano analizę w ośmiu próbkach pobranych w pięciu stanowiskach, tj. w Rzejowicach, Masłowicach, Ochotniku, Ludwikowie i Miejskich Polach (rys. 2). Udział minerałów nieprzezroczystych w różnych częściach strefy waha się od *ca* 30% do 60%, a minerałów przezroczystych od *ca* 40 do 70% (tab. 3). Skład minerałów przezroczystych jest bardzo różny w poszczególnych stanowiskach tej strefy (rys. 3 A–E). Oprócz Miejskich Pól, próbki zawierają wszystkie grupy minerałów, ale w różnych proporcjach. Udział minerałów z grup 1–3 w sumie sięga nawet 90%. Minerale z grupy 1, najbardziej odporne, stanowią średnio 20–25%, a są wiodące tylko w stanowisku Ochotnik (pod gliną zwałową) i w Miejskich Polach (*ca* 35%). Najczęściej najliczniejsze są ziarna z grupy 2 (m.in. epidoty, granaty), które w Ludwikowie stanowią nawet 50%, a w Masłowicach 40%. Udział mało odpornych minerałów z grupy 3 jest zbliżony we wszystkich próbkach i wynosi średnio 22%. Wyraźnie różni się w poszczególnych stanowiskach udział minerałów z grup 4–6, które generalnie mogą być określone jako uzupełniające. Udział glaukonitu (grupa 4) wynosi od 0 do 5%, obecne we wszystkich próbkach łyszczyki (grupa 5) osiągają od 4 do nawet 15%, a węglany (grupa 6) od 0 do 15%.

Specyfikę strefy I stanowi występowanie form ostańcowych zbudowanych ze skał mezozoicznych, bezpośrednio sąsiadujących z czwartorzędowymi formami rzeźby. Mimo to, jak pokazują przedstawione spektra, tylko w osadach budujących formy czołowomorenowe położone po obu stronach Pilicy i tworzące łuk stożków glaciomarginalnych w Masłowicach (rys. 3C) i Ludwikowie (rys. 3D) udział węglanów jest znaczący (14,7%). Temu wskaźnikowi skał lokalnych (grupa 6) towarzyszy kilkuprocentowy udział „lokalnych” minerałów z grupy 4 i bardzo stały minerałów „eolicznych” z grupy 5. W obydwu stanowiskach, wyróżniających się ze względu na wskaźniki skał lokalnych, zdecydowana jest dominacja minerałów z grupy 2 (np. granaty > 20%). Z grupy 3 najliczniejsze są amfibole (10–14%). Wśród odmian minerałów bardzo odpornych na czynniki niszczące z grupy 1 (< 20%) liczne są ziarna staurolitu i turmalinu (do 5%), zaś bardzo rzadkie cyrkonu i rutyłu (maks. 2%).

Na północnym skłonie Góry Chełmo, skład mineralny osadów sandru górnej Widawki w Rzejowicach-Borkach (rys. 3A), podobnie jak osadów z transgresji występujących pod gliną zwałową na stoku Bąkowej Góry w Ochotniku (rys. 3B) charakteryzuje zaledwie kilkuprocentowa obecność minerałów węglanowych (grupa 6). Udział podobny (*ca* 14%) w obu stanowiskach mają łyszczyki i chloryty (grupa 5), a śladowy (3%) glaukonit (grupa 4). Szczególnie bogato w próbce z Ochotnika (rys. 3B) reprezentowane są odmiany minerałów bardzo odpornych grupy 1 (m. in. cyrkon, rutil, staurolit, turmalin). Pod tym względem podobne spektrum przedstawia skład mineralogiczny z Miejskich Pól (rys. 3E), gdzie odsłaniają się osady piaszczysto-mułkowe tworzące pagór, prawdopodobnie ostaniec dawnej terasy kemowej. Udział minerałów przezroczystych jest tutaj najniższy w całej strefie I i niewiele przekracza 40% (tab. 2). Nie odnotowano obecności węglanów, mimo że obszar ze wszystkich stron otoczony jest ostańcowymi wzgórzami mezozoicznymi Grzbietu Przedborskiego. Niewiele mniejszy od wspomnianych z grupy 1 udział mają minerale średnio odporne z grupy 2 (m.in. epidot *ca* 7%) i z grupy 3 (m.in. amfibole 10,5%). W spektrum, jako uzupełniające (do 11%), występują minerale z grupy 5 „eolicznej” (łyszczyki i chloryty), a śladowo (0–1,8%) najmniej odporne (grupa 4).

Przedstawione cechy każą podkreślić zróżnicowanie składu mineralnego osadów różnych form marginalnych w strefie I. Szczególnie typowy wydaje się skład mineralny osadów limnoglacialnych (Miejskie Pola) i terasy sandrowej (Rzejowice). Ogólnie przedstawiony skład minerałów zinterpretowano jako świadczący o zdecydowanej przewadze jako źródła materiału skandynawskiego (zwitterelin skał magmowych i metamorficznych), a tylko niewielkim wpływem podłoża i środowiska lokalnego. Niewątpliwie z bliskości skał podłoża wynika wysoki udział węglanów i fosforanów (grupa 6) w osadach stożków glaciomarginalnych w Ludwikowie i Masłowicach oraz niewielka, ale powszechna obecność glaukonitu (grupa 4). Charakterystyczna domieszka minerałów o pokroju blaszkowym (grupa 4), może mieć charakter syndementacyjny i wynikać z procesów eolicznych towarzyszących odpływowi lodowcowemu.



Rys. 3. Skład mineralogiczny osadów wodnolodowcowych w strefie I  
stanowiska: A – Rzejowice, B – Ochotnik, C – Masłowice, D – Ludwików, E – Miejskie Pola;  
zestawienie grup minerałów por. tab. 1

Mineralogical composition of glaciofluvial deposits in the zone I

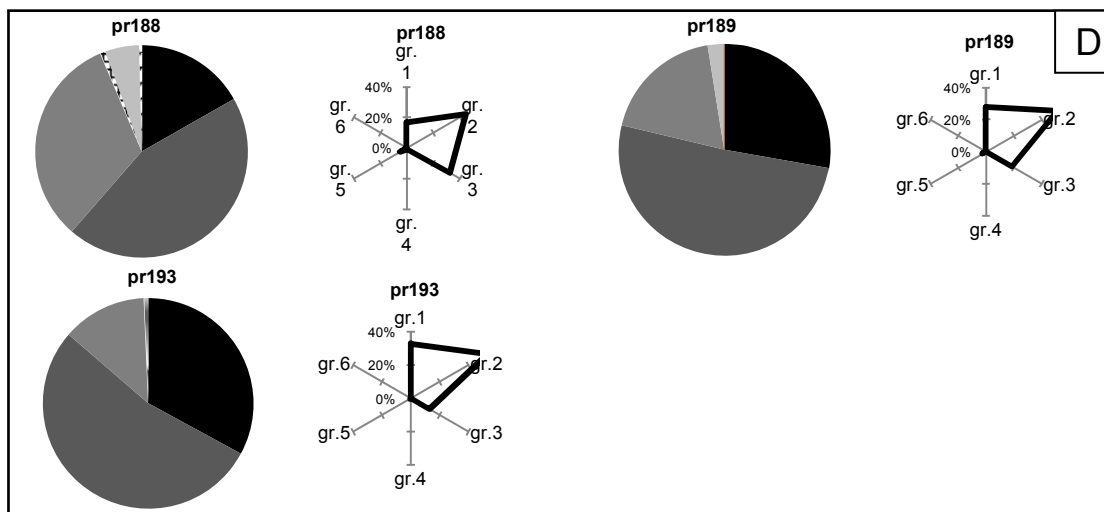
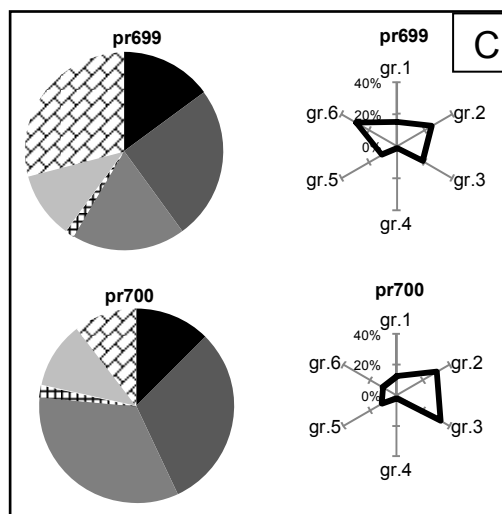
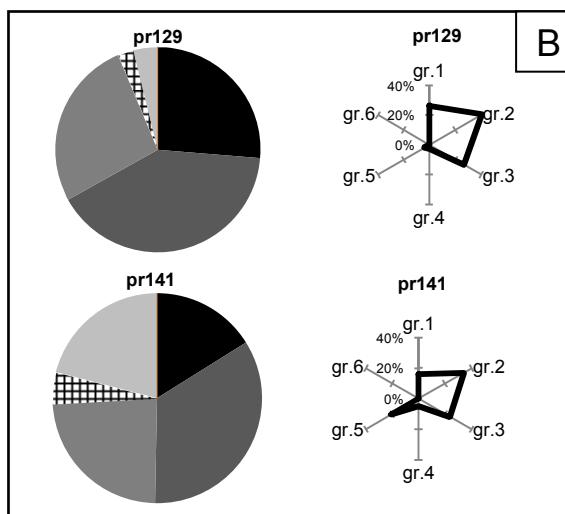
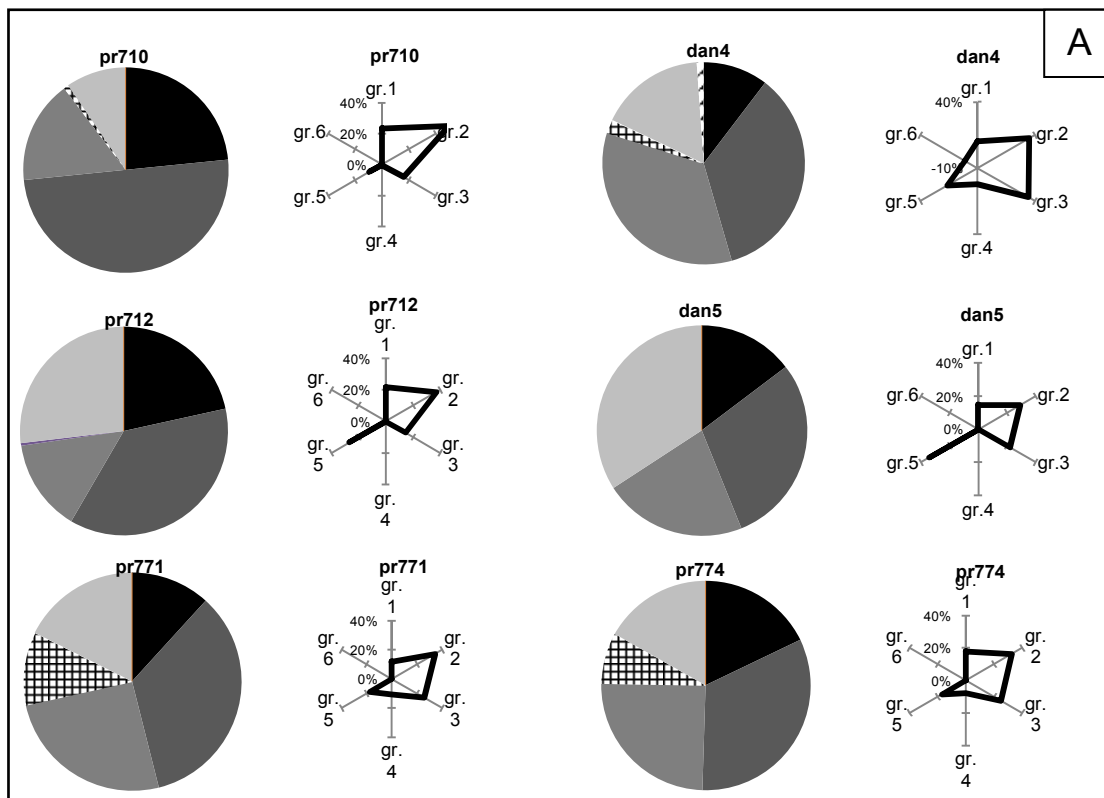
sites: A – Rzejowice, B – Ochotnik, C – Masłowice, D – Ludwików, E – Miejskie Pola;  
list of minerals groups see Table 1

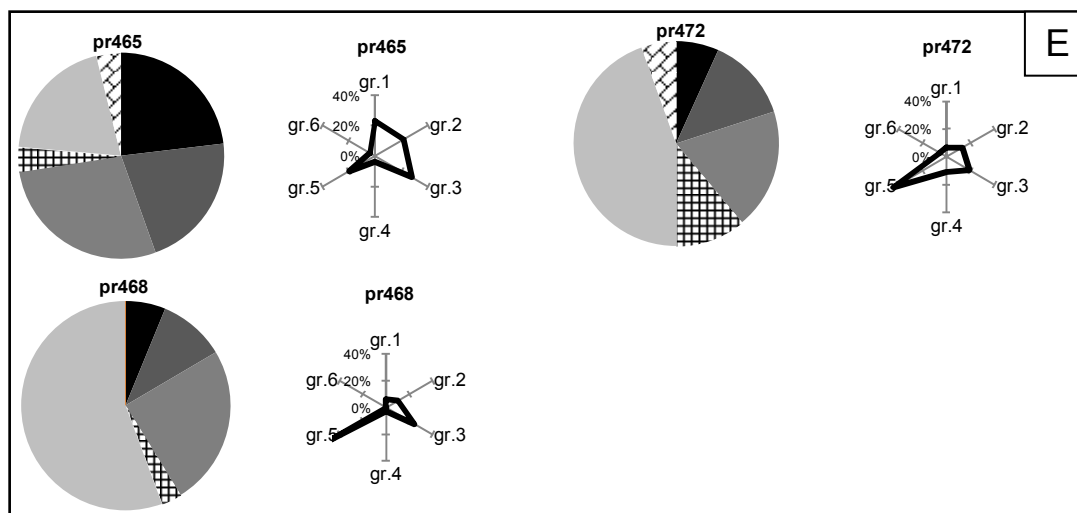
Strefa II – Wzgórza Dobryszyckie

W strefie II wykonano badania mineralogiczne w pięciu stanowiskach: Daniszewicach, Teklinie I, Teklinie II, Kolonii Trzeczny i Kolonii Ręczno (rys. 2, tab. 1), z których pierwsze trzy leżą w obrębie rowu Kleszczowa. Już wstępny podział minerałów ciężkich na przezroczyste (26,5–74,5%) i nieprzezroczyste (26–73,5%) pokazuje duże zróżnicowanie próbek (tab. 2). Najwięcej próbek pobrano w Daniszewicach, tak z osadów glacialnych i wodnolodowcowych (glin, piasków i żwirów), jak i postglacialnych. W kilku wypadkach są one złożone wyłącznie z trzech głównych (1–3) grup minerałów wyróżnionych w przyjętej klasyfikacji, przy czym dominują (do 55%) minerały z grupy 2. Powszechna jest sytuacja, że wspomniane grupy 1–3 stanowią skład podstawowy, tylko uzupełniony przez minerały z grup 4–6. Udział wszystkich występuje na przykład w trzech próbkach z Daniszewic (rys. 4A), w Kolonii Trzeczna (rys. 4C), w Kolonii Ręczno (rys. 4D) oraz w Teklinie II (rys. 4B). Spektrum w stanowisku Teklin II

dowcowych (glin, piasków i żwirów), jak i postglacialnych. W kilku wypadkach są one złożone wyłącznie z trzech głównych (1–3) grup minerałów wyróżnionych w przyjętej klasyfikacji, przy czym dominują (do 55%) minerały z grupy 2. Powszechna jest sytuacja, że wspomniane grupy 1–3 stanowią skład podstawowy, tylko uzupełniony przez minerały z grup 4–6. Udział wszystkich występuje na przykład w trzech próbkach z Daniszewic (rys. 4A), w Kolonii Trzeczna (rys. 4C), w Kolonii Ręczno (rys. 4D) oraz w Teklinie II (rys. 4B). Spektrum w stanowisku Teklin II







Rys. 4. Skład mineralogiczny osadów wodnolodowcowych w strefie II

Stanowiska: A – Daniszewice, B – Teklin I, C – Teklin II (nowa odkrywka), D – Kolonia Trzepnica, E – Kolonia Ręczno; pozostałe objaśnienia patrz rys. 3

#### Mineralogical composition of glaciofluvial deposits in the zone II

Sites: A – Daniszewice, B – Teklin I, C – Teklin II (nowa odkrywka), D – Kolonia Trzepnica, E – Kolonia Ręczno; other explanations on Fig. 3

wymaga podkreślenia ze względu na największy w całej strefie, sięgający 30% udział minerałów z grupy 6, w innych lokalizacjach nieobecnych lub występujących śladowo (np. w Kolonii Ręczno – 4%). Zdecydowanie większy udział we wszystkich stanowiskach strefy mają minerały grupy 5, które w Kolonii Ręczno osiągają 45–50%, a bardzo licznie występują również w próbkach z dwóch poziomów w Daniszewicach. W ostatnim stanowisku, a także w Teklinie i w Kolonii Ręczno występują również minerały z grupy 4, traktowane jak wiadomo jako wskaźnik lokalnego źródła minerałów<sup>1</sup>.

Szczególnie wyraźnie różnice mineralogiczne między stanowiskami w strefie II pokazują wykresy wektorowe, zupełnie odmienne na przykład w Kolonii Trzepnica i Kolonii Ręczno, gdzie w głębszych poziomach udział minerałów grup 1–3 jest wyjątkowo niski, co prawdopodobnie wynika z przetrwałości cokołu formy. Przedstawione cechy składu w innych próbkach wskazują na główny udział jako źródła minerałów skał skandynewskich. Wyjątkowe spektrum z osadów w Teklinie II – udział węglanów do *ca* 30% – nie dziwi w sytuacji położenia formy w obrębie ciągu czołowomorenowego nałożonego na południowy zrab

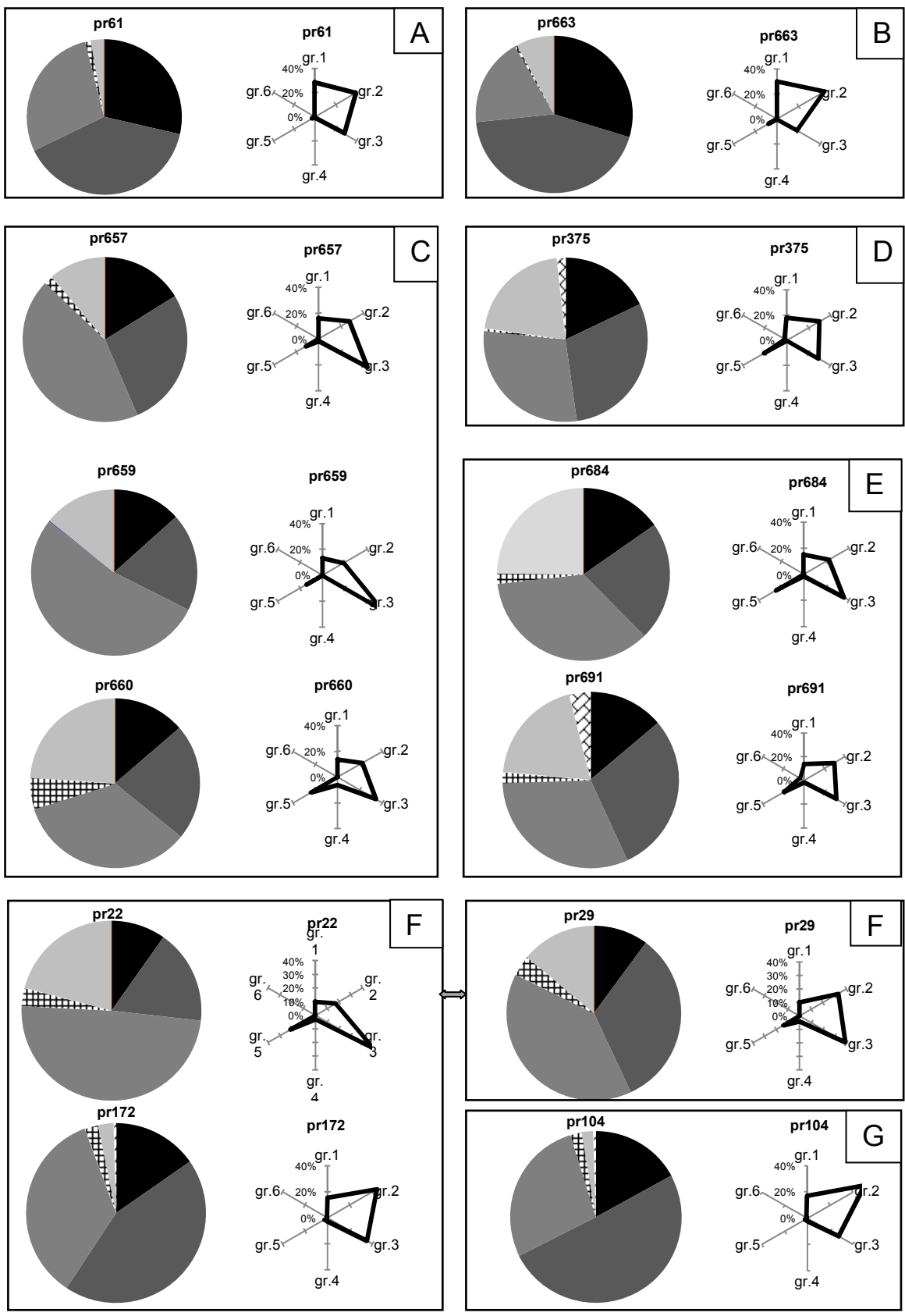
rowu Kleszczowa. Węglany pojawiają się również w stanowisku Kolonia Ręczno (*ca* 10%).

#### Strefa III – Wysoczyzna Bełchatowska

W strefie III przeprowadzono badania w pięciu stanowiskach: Kamieńsk, Gościnnia-Wilkoszewice, Wola Niechcicka, Stara Borowa III i Mąkolice I, III, V (rys. 2, tab. 2). W analizowanych stanowiskach, wśród minerałów ciężkich, na ogół nad minerałami nieprzezroczystymi przeważają minerały przezroczyste, których udział waha się od 46 do 86% (tab. 3). Wyjątek stanowią osady w Borowej III (17,5%). W spektrum minerałów przezroczystych w tym stanowisku (rys. 5) wyróżnia się również węglany (1,5%), stwierdzone jeszcze tylko w Gościnniej-Wilkoszewicach (0,3%). Z minerałów lokalnych w Mąkolicach V pojawia się znacząca (6%) ilość glaukonitu z grupy 4, w spektrach z innych stanowisk zaznaczających się tylko śladowo. We wszystkich próbkach zarejestrowano również łuszczyki i chloryty z grupy 5, stanowiące *ca* 10% ziaren, a w Borowej III dochodzące do 25%.

Fakt, że minerały z grup 1–3 stanowią od 65 do 95% składu minerałów przezroczystych w spektrach próbek ze strefy III nie pozostawia wątpliwości, że podstawowym źródłem minerałów budujących analizowane formy jest materiał skandynewski. Interesujące są wzajemne proporcje

<sup>1</sup>Znane wychodnie piasków glaukonitowych występują w Górze Czartorii, 4 km na N od Kolonii Ręczno (Grzybowski, Kutek 1968).



Rys. 5. Skład mineralogiczny osadów wodnolodowcowych w strefie III

stanowiska: A – Mąkolice I, B – Mąkolice III, C – Mąkolice V, D – Kamieńsk, E – Borowa III,  
F – Gościnnia-Wilkoszewice, G – Wola Niechcicka Stara;  
pozostałe objaśnienia patrz rys. 3

Mineralogical composition of glaciofluvial deposits in the zone III

sites: A – Mąkolice I, B – Mąkolice III, C – Mąkolice V, D – Kamieńsk, E – Borowa III, F – Gościnnia-Wilkoszewice,  
G – Wola Niechcicka Stara;  
other explanations on Fig. 3

między grupami w kolejnych stanowiskach. Udział minerałów bardzo odpornych jest niewielki, waha się od kilku do 20% we wszystkich spektrach, oprócz Mąkolic I i III. W pierwszych, osiąga 32% (rys. 5A), a trzeba podkreślić, że liczne są ziarna turmalinu, rutyli i cyrkonu, obejmujące prawie całość grupy 1. Najliczniej, zamiennie, reprezentowana jest grupa 2 lub 3, co dobrze ilustrują wykresy wektorowe. Z grupy 2 liczne są epidoty i granaty (średnio 30%, od 17% w Gościnniej-Wilkoszewicach, do 54% w Woli Niechcickiej Starej), a z grupy 3 amfibole (średnio 20%, od 9% w Mąkolicach III, do 40% w Mąkolicach V).

Podkreślone cechy, a szczególnie bardzo wysoki udział minerałów nieodpornych (grupa 3), może być uznany za reper dla osadów warciańskich w badanym obszarze.

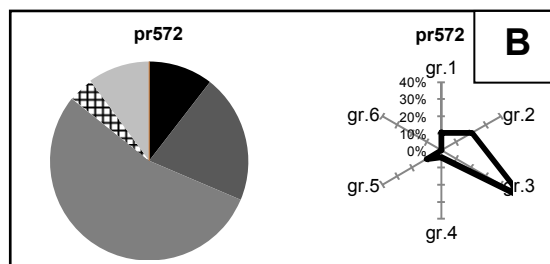
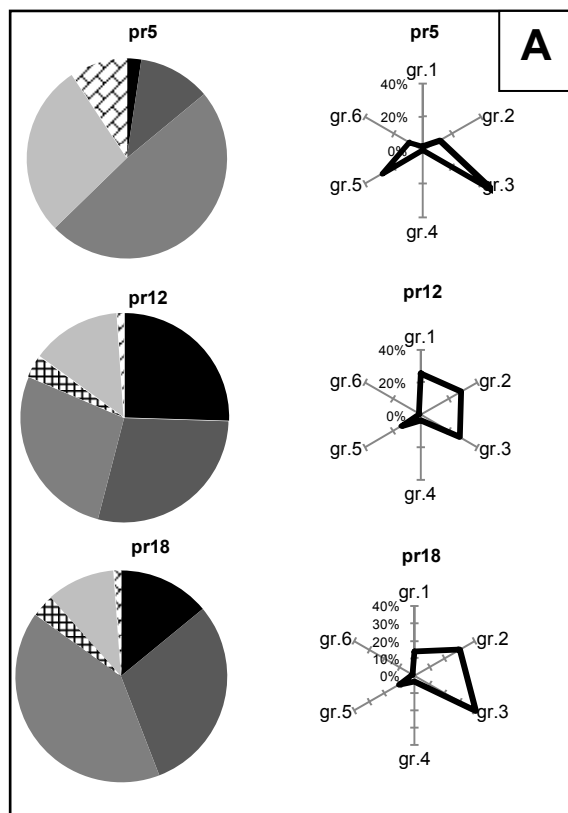
#### Strefa IV – Równina Piotrkowska

W strefie IV wykonano badania w dwóch stanowiskach (rys. 2, tab. 2): w Łazach Dąbrowie, na sandrze wysoczyznowym i dolinnym na szlaku odpływu marginalnego, w okresie postglacjalnym wykorzystanym przez Luciążę oraz w Lewkówe, w kopalnym sandrze Karlina.

Skład przezroczystych minerałów ciężkich w Łazach Dąbrowie (rys. 6A), pobranych ze skraju wysoczyzny (próbka 5, głębokość 7 m), charakteryzuje się udziałem *ca* 60% minerałów przezroczystych (tab. 2). W zbiorze jest znikomy udział ziaren bardzo odpornych z grupy 1 (*ca* 2%), niewielki odpornych z grupy 2 (11,6%) i wyraźna dominacja minerałów bardzo mało odpornych z grupy 3 (49%). Udział fosforanów i wapieni wynosi powyżej 9%, co jest prawdopodobnie związane z sąsiedztwem krawędzi kopalnej doliny Niechcic (Wachecka-Kotkowska 2004). Udział łuszczyków w omawianej próbce 5 wynosi 28%.

Spektrum osadów z sandru dolinnego III, którego osady włożone są w wysoczyznę, jest wyraźnie odmienny od wyżej przedstawionego. Ze względu na poziom wietrzeniowy (próbka 10), za charakterystyczne dla poziomu mogą być uznane tylko spektra dwóch dolnych próbek (12, 18). Zawartość minerałów nieprzezroczystych wynosi w nich *ca* 60%. Minerale grupy 1–3 łącznie przekraczają 75%, przy czym w próbce 12 możemy mówić o równowadze między grupami (po około 25–28%), podczas gdy w próbce 18 dominują minerale bardzo mało odporne z grupy 3 (41%), przy wyraźnym minimum minerałów bardzo odpornych, z grupy 1 (14%). W obu spektrach pojawia się glaukonit (3,5%) i węglany (1,2%). Znaczący (*ca* 10%) jest udział minerałów „eolicznych” (grupa 5). Interesujące jest podobieństwo omawianego składu mineralnego osadów w Łazach (poziom wodnolodowcowy III w dolinie dolnej Luciąży – strefa IV) do spektrum próbki w Rzejowicach (poziom pradolinny górnej Widawki – strefa I).

W stanowisku Lewkówka I (rys. 6B) próbkę pobrano z piasku z dolnego poziomu kopalnego sandru o niepewnej sytuacji stratygraficznej. Minerale nieprzezroczyste stanowią 35,5% ziaren, a przezroczyste 64,5%. Największy udział mają minerale grupy 3 (w tym amfibole 33% i pirokseny 1,5%). W mniejszej ilości reprezentowane są minerale z grupy 2 (np. epidoty 10% i granaty 3%). Tylko 10% stanowią minerale grupy 1 (np. staurolit 3% i turmalin 2), łuszczyki i chloryty (grupa 5) około 6,5%, zaś pozostałe minerale odgrywają jeszcze mniejszą rolę (1–3%), na przykład najmniej odporny na wietrzenie zarówno fizyczne jak i chemiczne glaukonit (2,6%). Charakterystyczny jest brak węglanów. Przedstawiony skład mineralny stał się jedną z przesłanek przypisania badanych osadów do starszej części kompleksu środkowopolskiego.



Rys. 6. Skład mineralogiczny osadów wodnolodowcowych w strefie IV

stanowiska: A – Łazy Dąbrowa, B – Lewkówka I;  
pozostałe objaśnienia patrz rys. 3

Mineralogical composition of glaciofluvial deposits  
in the zone IV

sites: A – Łazy Dąbrowa, B – Lewkówka I;  
other explanations on Fig. 3

## PODSUMOWANIE

Przedstawiono wyniki analizy składu mineralnego 39 próbek w 19 stanowiskach położonych w strefach I–IV badanego terenu, których sytuacja geomorfologiczno-stratygraficzna wskazywała na powiązanie z najmłodszymi procesami glacialnymi w obszarze pomiędzy Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem. Osady te występują w położeniu wysoczyznowym (bezpośrednio pod lub na najmłodszej glinie lodowcowej), budują formy typu limnoglacialnego oraz najwyższe poziomy w dolinach marginalnych (np. tzw. pradolina górnej Widawki) lub odprowadzających wody lodowcowe (np. dolina dolnej Luciąży). Wyjątek stanowi próbka z kopalnego sandru Karlina w Lewkowie I, która prawdopodobnie pokazuje spektrum starszej części cyklu kompleksu środkowopolskiego.

W analizie przestrzennej składu minerałów przezroczystych widoczne są pewne prawidłowości. Na południu, w strefie I minerały najbardziej odporne na wietrzenie odgrywają największą rolę w spektrach mineralogicznych. Tak jest w Ochotniku w osadach stożka marginalnego, częściowo przykrytych gliną bazalną (krótki

transport o dużej dynamice?) oraz w Miejskich Polach, gdzie w otoczonej przez wzniesienia Grzbietu Przedborskiego zbiorniku typu limnoglacialnego, osad ma spektrum bogate w najbardziej odporne minerały (m.in. staurolit i cyrkon). Ku północy, generalnie coraz większy jest udział minerałów bardziej podatnych na wietrzenie, średnio odpornych (takich jak na przykład epidoty i granaty) oraz słabo odpornych, zwłaszcza amfiboli nawet do 55% i piroksenów, które bardzo łatwo ulegają rozkruszaniu i rozdrabnianiu. Zinterpretowano je jako wskazujące na „świeżość” źródłowych zwietrzelin skandynawskich skał magmowych i metamorficznych, a pośrednio być może również na młodość materiału glacialnego.

W podsumowaniu udziału grup 1–3 można stwierdzić, że skład mineralny badanych osadów jest zdeterminowany przede wszystkim przez cechy materiału skandynawskiego. Rola podłoża mezozoicznego jest znacząca tylko wyjątkowo. Do głównych przykładów należą dwa stanowiska – Ludwików (wpływ ostańców i garbu podłoża?) i Teklin II (rola rowu Kleszczowa?).

Niewielki udział wapieni i fosforanów zaznacza się także w innych spektrach, np. w niektórych próbkach z Daniszewic, a także w Kamieńsku i Borowej III oraz w Łazach Dąbrowie, na wysoczyźnie. Podobnie, przyjęty za minerał „lokalny” glaukonit, którego potencjalnym źródłem są piaski glaukonitowe w Górze Czartorii, w ilości znaczącej stwierdzono tylko w Kolonii Ręčno i Daniszewicach, ale śladowo występuje także w spektrach osadów z innych stanowisk. Cechą charakterystyczną wszystkich analizowanych próbek osadów wodnolodowcowych jest znaczący, a czasami dominujący udział w spektrum minerałów przezroczystych – łyszczyków i chlorytów. Ich powszechna obecność dowodzi roli wiatrów towarzyszących procesom wodnolodowcowym i „wsypującym” te bardzo mało odporne minerały do zbiorników limnoglacialnych lub szlaków odpływu sandrowego.

Jak wynika z przedstawionych wniosków, twierdzenie o podobnym jakościowo i ilościowo składzie minerałów przezroczystych wszystkich osadów glacialnych i fluwioglacialnych w Polsce (Racinowski 2010) wymaga rewizji w wypad-

ku przedstawionych badań. Pokazały one, że spektra mineralne próbek w kolejnych stanowiskach są różne. Fakt, że zróżnicowanie to występuje często w osadach bardzo podobnych pod względem cech strukturalnych i teksturalnych, uzasadnia celowość badań mineralogicznych w obszarach zasypania czwartorzędowego. Badania mineralogiczne dostarczają często znaczących informacji na temat procesów, które brały udział w kształtowaniu osadów i rzeźby. Najwyraźniejszym dowodem jest tutaj wysoki udział minerałów „eolicznych” w spektrach osadów poziomów wodnolodowcowych.

Analizy mineralogiczne w badanym obszarze uzupełniły rezultaty innych badań przedstawionych w tomie. Dostarczono przesłanek do wniosku, że formy glacialne położone w strefach I, II i IV powstały podczas tego samego epizodu glacialnego co formy w strefie III, tj. w obrębie lobu Widawki. Tym samym potwierdzono hipotezę istnienia lobu Pilicy-Luciaży jako najbardziej marginalnej części lobu wschodniego (Rawki) lądolodu warty w SE części regionu łódzkiego.

Autorzy dziękują dr. Danielowi Okupnemu za wykonanie prac laboratoryjnych, w tym szczególnie za separację w cieczach ciężkich.

Prace badawcze zostały sfinansowane z grantu N N306 721140 „*Morfogeneza obszaru pomiędzy Radomskiem, Przedborzem i Piotrkowem Trybunalskim jako świadectwo uwarunkowań, przebiegu i roli najmłodszych zdarzeń glacialnych pogranicza Niżu i Wyżyn środkowej Polski*”.

Cyfrowy model terenu z wyróżnionymi strefami rzeźby glacialnej oraz zestawienie wszystkich omówionych stanowisk badawczych i ich lokalizację na tle interpretacji kierunków nasunięcia lobów przedstawiono w załączniku na końcu tomu.

## LITERATURA

- Barczuk A., E. Mycielska-Dowgiałło. 2001. Znaczenie składu mineralnego osadów dla rozpoznawania obecności procesów eolicznych. W: *Eolizacja osadów jako wskaźnik stratygraficzny czwartorzędu*, 39-42. Warszawa: WGiSR UW.
- Barczuk A., K. Nejbart. 2007. Analiza minerałów nieprzezroczystych w badaniach skał okrucowych. W: *Badania cech teksturalnych osadów czwartorzędowych i wybrane metody oznaczania ich wieku*, 205-228. Warszawa: Wydawnictwo Szkoły Wyższej Przymierza Rodzin.
- Chlebowski R., L. Lindner. 1976. „Próba zastosowania analizy minerałów ciężkich w problematyce badawczej lessów na przykładzie lessów młodszych zachodniej części regionu świętokrzyskiego”. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 297, 18: 293-305.
- Chlebowski R., L. Lindner. 1992. „Źródła materiału i warunki akumulacji lessów młodszych Wyżyny Małopolskiej”. *Biuletyn Geologiczny Uniwersytetu Warszawskiego* 32: 13-50.
- Chlebowski R., L. Lindner. 2004. Aspekty mineralogiczne w metodyce badań lessów na przykładzie lessów polskich i ukraińskich. W *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*, 17-36. Tom IV, seria Geografia 68. Poznań: Wydawnictwo Naukowe UAM.
- Chlebowski R., P.P. Gozik, L. Lindner. 2002. „Graficzna prezentacja składu minerałów ciężkich lessów na wybranych przykładach z obsza-

- ru Polski i Ukrainy”. *Przegląd Geologiczny* 50, 6: 526-531.
- Grzybowski K., J. Kutek. 1968. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, arkusz Lubień (738). Warszawa: Inst. Geologiczny.
- Marcinkowski B., E. Mycielska-Dowgiałło. 2013. „Heavy-mineral analysis in Polish investigations of Quaternary deposits: a review”. *Geologos* 19, 4: 5-23.
- Marks L., A. Ber, W. Gogołek, K. Piotrowska. 2006. Mapa Geologiczna Polski w skali 1:500 000. Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny.
- Mycielska-Dowgiałło E. 1995. Wybrane cechy teksturalne osadów i ich wartość interpretacyjna. W *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*, 29-105. Warszawa: WGiSR UW.
- Racinowski R. 1995. Analiza minerałów ciężkich w badaniach osadów czwartorzędowych Polski. W *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*, 151-166. Warszawa: WGiSR UW.
- Racinowski R. 2002. „Badania minerałów ciężkich osadów pyłowych Naddniestrza halickiego”. *Studia Geologica Polonica* 119: 219-236.
- Racinowski R. 2008. „Znaczenie analizy minerałów ciężkich w badaniach osadów czwartorzędowych Polski”. *Annales Universitatis Mariae Curie-Skłodowska B*, 63: 7-44.
- Racinowski R. 2010. „Główne przezroczyste minerały ciężkie w osadach czwartorzędowych Polski”. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 438: 99-106.
- Racinowski R., J. Rzechowski. 1969. „Minerały ciężkie w glinach zwałowych Polski środkowej”. *Kwartalnik Geologiczny* 13: 479-490.
- Roman M. 2012. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000 ark. Gostynin (481). Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy Instytut Badawczy.
- Różycki S.Z. 1972. Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. Warszawa: PWN.
- Turkowska K. 2006. Geomorfologia regionu łódzkiego. Łódź: Wydawnictwo UŁ.
- Wachecka-Kotkowska L. 2004. „Ewolucja doliny Luciąży – uwarunkowania klimatyczne a lokalne”. *Acta Geographica Lodziensia* 86.
- Wachecka-Kotkowska L. 2015. Rozwój rzeźby obszaru między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedbórzem w czwartorzędzie. Łódź: Wydawnictwo UŁ.

## **ANALYSIS OF HEAVY MINERALS AS A METHOD FOR DETERMINING THE SOURCE OF THE GLACIOFLUVIAL SEDIMENTS IN THE PIOTRKÓW TRYBUNALSKI, RADOMSKO AND PRZEDBÓRZ AREA (CENTRAL POLAND)**

### **SUMMARY**

**Abstract.** The paper presents results of the heavy minerals analysis separated of 39 fluvio-glacial sediments samples collected at 19 sites in the Piotrków Trybunalski, Radomsko and Przedbórz area. A significant variability of transparent minerals (ca 14–82,5%) and opaque (ca 17,5–86%) have been shown in the set. Comparing to loess around Przedbórz area as to erosion resistance, transparent minerals were divided into five groups. Additionally, carbonates and phosphates as a local substratum index has been added to the classification of a group of 6. Spectra in all groups proved an advantage of Scandinavian detritic material, which was found some link between the resistance and the distance minerals and sediment transport dynamics and their age. Coming up to 40% of biotites and chlorites in glaciofluvial sediments interpreted as synsedimentary aeolian admixtures.

**Key words:** mineralogical composition, glaciofluvial deposits, Wartanian ice-sheet, Łódź Region, central Poland

The study was conducted in the area between Piotrków Trybunalski, Radomsko and Przedbórz (Fig. 1, Tab. 2), where the substrate is generally covered with a thin Cainozoic layer (except for Kleszczów Graben). In the south, Mesozoic rocks are often found as monadnock hills. During the mineralogical analyses minerals were divided into opaque and transparent ones (Tab. 3) and six groups of transparent minerals were selected (Tab. 1). Mineralogical analysis

was conducted to identify the proportion of Scandinavian detritus and local material in the Quaternary cover in different parts of the area, and to try to identify sources of feeding and indirectly the transport direction of detritus component of the youngest level glaciofluvial deposits that build different types of glacial forms. Spectra of 39 samples of glaciofluvial sediment (Fig. 2, Tab. 3) lying within the morainic plateau were taken into consideration. The results of the re-

maining 9 samples from the sediment being older or younger, and coming from the weathering levels were skipped in the discussion. In the spatial analysis of the transparent mineral composition some regularity is visible (Figs 3–6). In the south, in the zone I minerals most resistant to weathering play the biggest role in mineralogical spectra. The case is the Ochotnik site in the sediment of marginal cone, partly covered with basal till (short transport of high dynamics?) and in the Miejskie Pola, where the sediment surrounded by hills of the Przedbórz Range with glaciolacustrine sandy silt (redeposited?) has a spectrum rich in the most resistant minerals (including staurolite and zircon) (Fig. 3).

To the north, generally the percentage of minerals more susceptible to weathering, semi resistant (eg. epidotes and garnets) and non-resistant, especially amphibole (up to 55%) and pyroxene, which are easily crushed and grinded, is increasing. They were interpreted as indicators of the source of the Scandinavian weathering igneous and metamorphic rocks. The role of the Mesozoic substrate is significant only in exceptional cases. The main examples are two sites: Ludwików (on the slope of monadnocks and hump of the basement – Fig. 3) and Teklin II (role of the Kleszczów Graben – Fig. 4). A small

part of limestone and phosphate is noted in other spectra, eg. in some samples from Daniszewice, as well as Kamieńsk and Borowa III (Fig. 5), and in Łazy Dąbrowa, on the Piotrków Plain (Fig. 6). Likewise, “local” mineral, glauconite, was found in significant amount only at the Kolonia Ręczno and Daniszewice sites, but there are also traces in spectra of deposits from other positions.

A characteristic feature of all analyzed glaciofluvial sediment samples is significant and sometimes dominant share of transparent minerals – micas and chlorites. Their widespread presence proves the role of winds accompanying the glaciofluvial and “spilled” processes, which enabled last out of non-resistant minerals in the limnoglacial reservoirs or in the bottom of valleys. Mineralogical studies provided information on aeolian processes in shaping glaciofluvial levels. They also indicated that the glacial marginal forms located on the northern slopes of the highlands between Kamieńsk, Kodrąb and Przedbórz were created during the same glacial episode as the forms in the western lobe (Widawka). They contribute as well to the hypothesis of the existence of the Pilica and Luciąża lobe as the most marginal parts of the eastern lobe (Rawka) of the Warta stadial.



## ANALIZA ZESPOŁÓW ERATYKÓW W GLINACH LODOWCOWYCH I ICH ZNACZENIE W REKONSTRUKCJI ZASIĘGU ŁĄDOŁODU WARCIAŃSKIEGO W OBSZARZE MIĘDZY PIOTRKOWEM TRYBUNALSKIM, RADOMSKIEM A PRZEDBORZEM (ŚRODKOWA POLSKA)

### ZARYS TREŚCI

Badania petrograficzne eratyków przewodnich wykazały istnienie co najmniej dwóch litotypów glin (S i O/W), różniących się obszarem alimentacji materiału morenowego. Starszy z nich (S), reprezentowany przez glinę z Mąkolic, został odłożony przez ostatni na tym obszarze awans łądolodu południowopolskiego. Młodszy litotyp (O/W) stanowią osady glacialne kompleksu środkowopolskiego. Wśród nich możliwe jest wyróżnienie dwóch odmian (sublitotypów), odłożonych prawdopodobnie przez odrębne masy lodu (potoki lodowe). Powyższe sublitotypy są czytelne tylko w południowej części obszaru badań. Ich wzajemne usytuowanie w przestrzeni oraz cechy petrograficzne potwierdzają słuszność wniosków opartych na analizie rzeźby, z których wynika, że określony w tytule obszar był zajęty przez łądolód warciański, który nasuwał się z dwóch kierunków.

**Słowa kluczowe:** eratyki przewodnie, badania petrograficzne, gliny lodowcowe, stratygrafia czwartorzędu, łądolód warciański, region łódzki, środkowa Polska

### WPROWADZENIE

Badania petrograficzne zespołów eratyków frakcji grubożwirowej w glinach stanowią ważne narzędzie korelacji osadów glacialnych (por. m.in. Górską 2000; Czubla 2001, 2006, 2015; Gałązka 2004; Czubla i in. 2010, 2013a, b). Umożliwiają one określenie regionalnych kierunków napływu lodu oraz ich zmienności przestrzennej i czasowej. Porównanie wyników analiz eratyków w przebadanych glinach lodowcowych z danymi pozyskanymi w stanowiskach o ustalonej pozycji stratygraficznej pozwala pośrednio określić ich wiek. Na obszarze Polski Środkowej warunki ku temu są szczególnie sprzyjające ze względu na istnienie olbrzymiego odsłonięcia, jakim jest odkrywka KWB „Bełchatów”, w której udało się wyróżnić co najmniej siedem poziomów glin lodowcowych (np. Czubla 2001).

Analizy petrograficzne dostarczają też cennych przesłanek dla rekonstrukcji dynamiki łądolodów i ich roli w kształtowaniu rzeźby badanego obszaru. Przy ich zastosowaniu można odtworzyć układ potencjalnych lobów lodowcowych oraz zidentyfikować ślady funkcjonowania hipotetycznych strumieni lodowych lub potoków lodowych (*sensu* Czubla 2015). W przypadku braku jednoznacznych dowodów szybkiego ruchu lodu, zróżnicowanie petrograficzne glin należy interpretować jako rezultat napływu niezależnych potoków lodowych, mających różne obszary zasilania w materiał skalny. Badania petrograficzne pozwalają również na uściślenie wieku i genezy form rzeźby (np. Wachocka-Kotkowska i in. 2012).

### OBSZAR I CEL BADAŃ

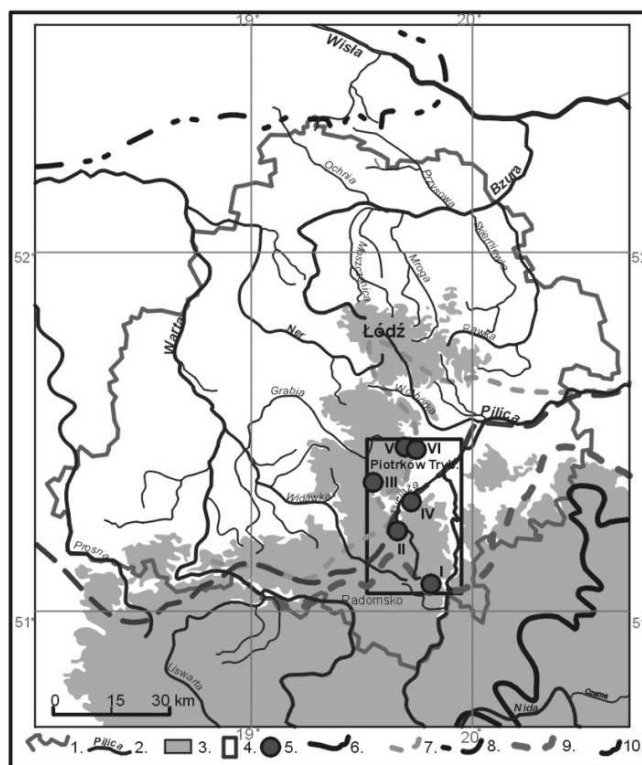
Na mapie (rys. 1) przedstawiono położenie terenu badań na tle wybranych poglądów na zasięg łądolodów w regionie łódzkim. Badania petrograficzne frakcji grubożwirowej w osadach

glacialnych przeprowadzono w sześciu stanowiskach. Opróbowane zostały wszystkie cztery strefy wyróżnione między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem przez

\* Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Pracownia Geologii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź, e-mail: piotr.czubla@geo.uni.lodz.pl.

Wachecką-Kotkowską (2015). Na Wzgórzach Radomszczańskich (strefa I) zlokalizowane było stanowisko Masłowice, Wzgórze Dobryzyskie (strefa II) reprezentowało odsłonięcie w Daniszewicach, zaś osady glacialne Wysoczyzny Bełchatowskiej (strefa III) zostały rozpoznane w oparciu o próbkę ze stanowi-

ska Mąkolice III. Najlepsze warunki do badań petrograficznych frakcji grubożwirowej w glinach występują na Równinie Piotrkowskiej (strefa IV), gdzie opróbowano trzy stanowiska: Lewkówka III, Moszczenica i Łazy Duże (Dąbrowa nad Luciążą).



Rys. 1. Położenie terenu badań w regionie łódzkim i miejsca poboru próbek do analiz petrograficznych frakcji grubożwirowej na tle wybranych poglądów na zasięg lądolodu warty

1 – granice województwa; 2 – rzeki; 3 – obszar powyżej 200 m n.p.m.; 4 – obszar badań; 5 – miejsce poboru próbek; zasięgi lądolodów: 6 – maksymalny odry według Różyckiego (1972), 7 – stadiału warty według Różyckiego (1972), 8 – lądolodu warty według Marksa i in. (2006), 9 – warty według Turkowskiej (2006); 10 – lądolodu wisły według Roman (2012); miejsca poboru eratyków z osadów glacialnych: I – Masłowice, II – Daniszewice, III – Mąkolice III, IV – Łazy Duże (Dąbrowa), V – Lewkówka III, VI – Moszczenica

Location of investigated area in the Łódź region and places of collecting samples for petrographical analysis of coarse gravel fraction in glacial tills against selected views of limit of the Wartanian ice-sheet

1 – voivodship borders; 2 – rivers; 3 – area over 200 m a.s.l.; 4 – study area; 5 – sample sites; limits of ice-sheet: 6 – Odranian maximum stage according to Różycki (1972), 7 – Wartanian stage according to Różycki (1972), 8 – Wartanian ice-sheet according to Marks *et al.* (2006), 9 – Wartanian according to Turkowska (2006); 10 – LGM according to Roman (2012); sampling sites of erratics in glacial deposits: I – Masłowice, II – Daniszewice, III – Mąkolice III, IV – Łazy Duże (Dąbrowa), V – Lewkówka III, VI – Moszczenica

Badania petrograficzne zespołów eratyków w glinach miały na celu ustalenie stratygrafii osadów w oparciu o korelację z innymi stanowiskami z Polski Środkowej oraz rekonstrukcję dynamiki lądolodu środkowopolskiego i jej roli w kształtowaniu rzeźby badanego obszaru. Istotnym aspektem badań była próba ustalenia kierunków napływu lodu, co pozwoliłoby odtworzyć układ poten-

cjalnych lobów lodowcowych oraz zidentyfikować ślady funkcjonowania hipotetycznych strumieni lodowych lub potoków lodowych (*sensu* Czubla 2015). Dodatkowym celem badań było określenie wpływu stopnia zaawansowania procesów wietrzeniowych glin lodowcowych na możliwości ich korelacji metodami petrograficznymi.

## METODYKA

### Kryteria doboru stanowisk badawczych

Analizy eratyków przewodnich w glinach lodowcowych wykonane zostały w oparciu o założenia metodyczne opracowane przez Lüttiga (1958) i następnie zmodyfikowane przez Smeda (1993), Vinxa i in. (1997) oraz autora (Czubła 2001). Próbki pobierano z glin wyłącznie w sztucznych odsłonięciach bezpośrednio ze ściany. Luźno leżące eratyki, bez względu na profil geologiczny stanowiska, uznawane były za nieprzydatne do badań. Ze względów bezpieczeństwa oraz z uwagi na bardzo ograniczony dostęp do świeżo odsłoniętych osadów glacialnych i przewagę osadów zwietrzałych, widocznych w głębokich wykopach wykonywanych w ramach rozbudowy sieci wodociągowej i kanalizacyjnej, odstąpiono od poboru materiału w takich stanowiskach. W naturalnych odsłonięciach gliny były na ogół skrajnie zwietrzałe, co negatywnie wpływa na reprezentatywność analizowanej frakcji. Poza tym olbrzymia czasochłonność i pracochłonność poboru próbek w osadach glacialnych wymuszała wybór dużych stanowisk, w których jednocześnie mogło pracować kilka osób. Nawet w rozległych żwirowniach, gdzie analizowane osady dostępne było (najczęściej w ścianie – skarpie) na powierzchni co najmniej kilkunastu metrów kwadratowych, pobór jednej odpowiednio licznej próbki zajmował pięciu osobom prawie cały dzień. Wynikało to przede wszystkim ze znikomego udziału materiału grubożwirowego w osadach glacialnych Polski (w glinach w Bełchatowie ziarna o średnicy > 5 mm stanowią zaledwie 0,6 do 4,3% wagowych – Baraniecka i in. 1995), zaś udział głązików o rozmiarach ponad 20 mm jest jeszcze znacząco niższy.

Pobór próbek do badań eratyków okazał się być możliwy tylko w części wstępnie wytypowanych w tym celu odsłonięć. Wspomniana już bardzo duża pracochłonność zarówno prac terenowych, jak i późniejszego opracowania laboratoryjnego wymuszały ograniczenie się do stanowisk kluczowych pod względem merytorycznym, a jednocześnie umożliwiających dostęp do analizowanej warstwy glin na stosunkowo dużym odcinku. Takie warunki spełniały wyrobiska kopalni surowców drogowych i ceramicznych. Próbki zostały pobrane w Mąkolicach, Lewkówe, Łazach Dużych i w Daniszewicach (rys. 1). Dodatkowo wykorzystane zostały zebrane i przeanalizowane

już wcześniej próbki ze stanowisk Masłowice i Moszczenica (Czubła 2001; Czubła, Wachecka-Kotkowska 2009).

### Technika poboru próbek

Przed rozpoczęciem poboru eratyków z gliny konieczne było dokładne oczyszczenie jej powierzchni z produktów wietrzenia oraz materiału deluwialnego. Dopiero wtedy można było zebrać wszystkie głąziki wystające z wyznaczonego fragmentu ściany, po czym zdejmowane były cienkie warstewki gliny (1–2 cm), co pozwalało pozyskać wszystkie ziarna o pożądanym rozmiarach, tj. ponad 20 mm. W wielu stanowiskach nie było bezpiecznego dostępu do wody, a ziarna – zwłaszcza wybrane z glin o dużym udziale frakcji pelitowej – były oblepione drobniejszym osadem. W związku z tym końcową selekcję wielkościową ziaren przeprowadzano dopiero po dokładnym ich oczyszczeniu, już na etapie prac laboratoryjnych.

### Typ litogenetyczny osadu

Badaniami objęto głównie gliny bazalne, w których wpływ procesów postdepozycyjnych na skład frakcji grubożwirowej zaznacza się najslabiej (m.in. Puranen 1990; Czubła 2001). Nawet jednak w glinach bazalnych unikano poboru eratyków z najniższej części pokładu, gdzie udział materiału lokalnego i inkorporowanego ze starszych osadów glacialnych i fluwioglacjalnych mógł być potencjalnie najwyższy (por. m.in. Virkkala 1974; Saarnisto 1990). Dyskusja poglądów na temat wyboru typu litogenetycznego osadów do badań petrograficznych była już wielokrotnie prezentowana w literaturze (m.in. Nunberg 1971; Puranen 1990; Górska 2000; Czubła 2001, 2015; Górska-Zabielska 2008).

### Liczebność próbek

Przyjmuje się, że reprezentatywna próbka powinna zawierać minimum 50 zidentyfikowanych eratyków przewodnich (m.in. Meyer 1983; Smed 1993, 1994; Czubła 2001). Osiągnięcie tak licznych zespołów zidentyfikowanych eratyków wymagało poboru nie mniej niż 1000 głązików z każdego analizowanego pokładu i w ten

sposób wpływało na wspomniane już duże nakłady czasu i pracy już na etapie poboru materiału do badań. Oznaczało to konieczność wybrania eratyków z co najmniej kilku m<sup>3</sup> gliny. Analiza próbek o mniejszej ostatecznej liczbie eratyków skał przewodnich wpłynęłaby na obniżenie wiarygodności badań, a pobór większych próbek nie wniosłby już wielu nowych informacji. Wydaje się zatem, że próbka licząca około 50–60 eratyków przewodnich (czyli w sumie 1000 do 1500 głazików frakcji > 20 mm) stanowi uzasadniony kompromis pomiędzy nakładami pracy i możliwościami do osiągnięcia wynikami.

Eksperymenty przeprowadzone na próbkach, z których wyeliminowano część rzadziej występujących i trudniej rozpoznawalnych skał przewodnich, a tym samym obniżono sumaryczną liczbę eratyków przewodnich wykorzystanych w obliczeniach, wykazały wyraźny wzrost rozproszenia wyników. Próba uproszczenia w ten sposób procedury badawczej (zmniejszenie liczby typów skał północnych – zwłaszcza trudnych do makroskopowej identyfikacji) okazała się chybiona (Czubla 2015). Można byłoby temu zapobiec przez wzrost liczebności pobieranej próbki do np. 2000–2500 głazików, ale to nieproporcjonalnie zwiększyłoby niezbędne nakłady pracy terenowej, a w czynnych kopalniach (np. w KWB „Bełchatów”), czas przeznaczony na badania jest na ogół ściśle limitowany.

#### Badana frakcja

Zgodnie z wynikami wcześniejszych analiz (m.in. Czubla 2001), do badań pobierano wszystkie ziarna o rozmiarach przekraczających 20 mm. Jest to procedura stosowana tylko przez nielicznych geologów (Schuddebeurs 1980/1981; Vinx i in. 1997; Czubla 2001, 2015; Gałązka 2004). Większość badaczy eratyków (np. Meyer 1983; Górska 2000; Górska-Zabielska 2008; Lipka 2011) z niejasnych powodów rezygnuje z największych głazików (o średnicy powyżej 60 lub 64 mm) i w ten sposób eliminuje z badań skały grubokrystaliczne, które w drobniejszych ziarnach są zwykle nierozpoznawalne. Duże eratyki o rozmiarach pięści i większe były rozbijane już w terenie, aby uzyskać świeży przełam oraz zmniejszyć ciężar próbki zabieranej do laboratorium.

#### Opracowanie laboratoryjne

W laboratorium próbki poddawano namoczeniu w wodzie przez co najmniej kilka godzin,

co pozwalało na dokładne oczyszczenie głazików z przylepionego ilastego osadu. Po oczyszczeniu odrzucane były klasty o rozmiarach mniejszych od 20 mm. Selekcja wielkościowa prowadzona była przy użyciu specjalnie w tym celu wykonanego sita o okrągłych oczkach średnicy 20 mm. Z wysortowanego materiału wyodrębnione zostały skały wskaźnikowe (przewodnie i pomocnicze), zaś pozostałe były dzielone na prawie 40 grup petrograficznych.

Oznaczenia przeprowadzono metodami makroskopowymi, tzn. bez sporządzania szlifów cienkich, przeznaczonych do analiz przy użyciu mikroskopu polaryzacyjnego. Badania mikroskopowe są bardzo kosztowne i czasochłonne, a ich potencjalny efekt w przypadku analiz eratyków prowadzonych dla potrzeb geologii czwartorzędu byłby nieproporcjonalnie mały w stosunku do poniesionych nakładów. Badania makroskopowe przebiegają zdecydowanie sprawniej. Analiza jednej próbki zajmuje od jednego do dwóch dni pracy. Większość klastów była rozbijana w celu uzyskania świeżej powierzchni, na której łatwiej było zidentyfikować składniki skały oraz określić jej budowę wewnętrzną. Część cech (np. barwa, zabarwienie, granice pomiędzy ziarnami minerałów) określano na powierzchni nawilżonej, co zwiększało ich czytelność.

Identyfikacja eratyków wskaźnikowych prowadzona była w oparciu o kolekcję wzorcową skał przewodnich i pomocniczych, zebraną w trakcie kilkukrotnych wyjazdów do Skandynawii, uzupełnioną o okazy znalezione już jako eratyki na obszarze Polski i krajów ościennych. Istotną rolę odegrały również atlasy skał i inne opracowania poświęcone eratykom wskaźnikowym. Wśród nich warto wymienić przede wszystkim: Smed (1994, 2002); Zandstra (1999); Schulz (2003); Czubla i in. (2006); Rudolph (2008a, b). Bardzo dobre wprowadzenie do makroskopowego rozpoznawania skał, szczególnie przydatne osobom bez przygotowania mineralogicznego i petrograficznego, stanowi wyczerpująca praca Vinxa (2015 i wcześniejsze wydania z 2005, 2008 i 2011 roku).

#### Obliczenia teoretycznych ośrodków głazowych

W oparciu o zidentyfikowane eratyki przewodnie wyliczono teoretyczne ośrodki (centra) głazowe (TCG) – Lüttig (1958). W obliczeniach uwzględniono modyfikacje metodyczne zaproponowane m.in. przez Vinxa i in. (1997) i Czublę (2001). Współrzędne geograficzne

centralnych punktów wychodni eratyków przewodnich i pomocniczych, wykorzystywane w obliczeniach teoretycznych ośrodków gławowych, zostały zaczerpnięte z publikacji Lüttiga (1958), a w pojedynczych przypadkach uzupełniono je w oparciu o mapy Smeda (1993, 1994, 2002). Obliczenia wykonano w wielu wariantach, mających na celu ustalenie metodyki pozwalającej w możliwie najpewniejszy sposób rozróżnić różnowiekowe osady glacialne Polski Środkowej. Położenie teoretycznych ośrodków gławowych zestawiono z analogicznymi danymi zebranymi we wschodniej Wielkopolsce, na Kujawach i w wielu stanowiskach Polski Środkowej, a następnie przeprowadzono ich korelację, zmierzającą do ustalenia stratygrafii badanych osadów.

#### Graficzna prezentacja wyników

Wyniki analiz eratyków wskaźnikowych (przewodnych i pomocniczych) zostały przedstawione na kartodiagramach (mapach kołowych) zgodnie z propozycją Smeda (1993). W tym celu przygotowano specjalny podkład kartograficzny w odwzorowaniu możliwie bliskim wiernopowierzchniowemu (odmienny niż w przywoływanym artykule Smeda), na którym naniesio-

no centralne punkty wychodni eratyków wskaźnikowych. Punkty te traktowane były przy kreśleniu map jako środki kół, których powierzchnia odpowiadała procentowemu udziałowi eratyków z danego obszaru źródłowego. W celu uniknięcia zdominowania obrazu czytelny na mapie przez pospolite pomocnicze skały osadowe, zredukowano ich liczbę dziesięciokrotnie (zgodnie z metodą zaproponowaną przez Vinxa i in. 1997). Numery na mapach oznaczają wychodnie i udziały poszczególnych skał wskaźnikowych w prezentowanej próbce. Na mapach nie zaznaczano teoretycznych ośrodków gławowych, ponieważ stanowią one jedynie wskaźniki obliczone w oparciu o liczbę zidentyfikowanych eratyków przewodnich oraz o współrzędne geograficzne ich wychodni. Nie są one równoznaczne z centrum egzarowanego przez lód obszaru i stwierdzenie, że któryś położony jest, np. w Smålandzie lub Upplandzie i tak nie wniosłoby żadnej istotnej informacji. Mapy kołowe oraz wyliczone teoretyczne ośrodki gławowe zostały zinterpretowane w oparciu o dostępne mapy geologiczne i istniejące publikacje na temat budowy geologicznej odpowiednich regionów.

## WYNIKI BADAŃ

### Strefa I – Wzgórza Radomszczańskie

#### Stanowisko Masłowice

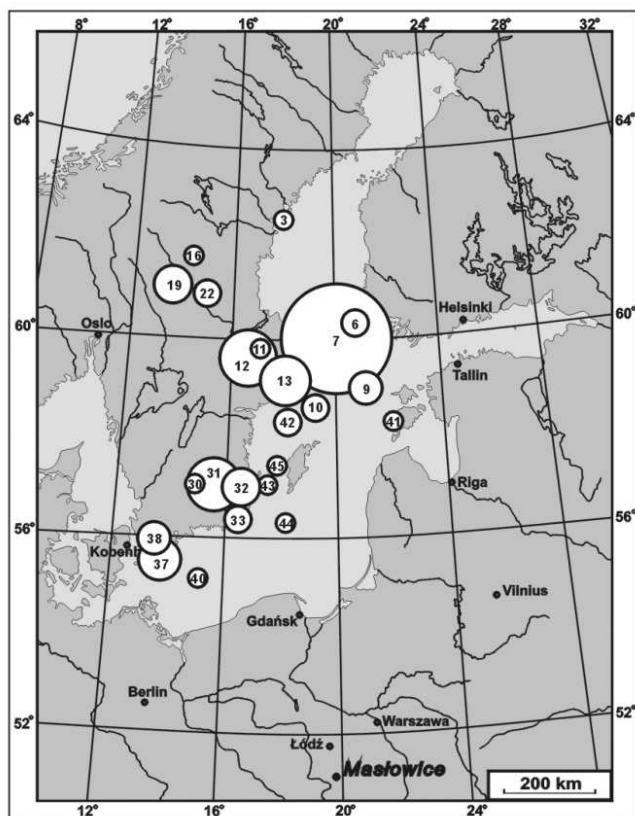
Gлина w Masłowicach buduje pagórek moreny czołowej i odsłania się tuż pod powierzchnią – bezpośrednio pod warstwą gleby. Pobrana z niej próbka eratyków charakteryzuje się dość wysokim stopniem zwietrzenia, wyrażonym zaawansowanym etapem rozpadu skał bogatych w biotyt, głównie łupków krystalicznych i gnejsów, ale także i niektórych granitoidów. Znaczna część wapieni cechuje się wyraźnie nadwietrzalą, porowatą powierzchnią, co w dużym stopniu utrudnia odróżnienie wapieni paleozoicznych od mezozoicznych. Eratykom towarzyszą występujące w podobnej frakcji konkrecje węglanowe, które zostały jednak wyeliminowane z obliczeń jako twory powstałe postsedymentacyjnie.

Skały fennoskandzkie stanowią 99,14% ogólnej liczby gławików w próbce, ale należy zauważyć, że część skał bliskiego transportu jest tak podobna do zwietrzałych, paleozoicznych skał osadowych, że mogła zostać błędnie rozpoznana jako materiał fennoskandzki. Wśród eratyków

fennoskandzkich dominują skały krystaliczne (54,19%), co – w znacznej części – związane jest z usunięciem przez wietrzenie części podatniejszych na ten proces skał osadowych. Na skały osadowe (45,81%) składają się głównie wapień 36,35% i piaskowce 9,16%. Udział dolomitów ma charakter śladowy, co wymaga wyjaśnienia w kontekście wysokiego udziału typowo wschodniofennoskandzkich skał alandzkich. Znikoma rola dolomitów przy stosunkowo wysokim udziale wapieni, pochodzących z bezpośrednio sąsiadujących wychodni, pozostaje w sprzeczności z powszechnie przyjmowanym poglądem o wyższej odporności dolomitów niż wapieni na wietrzenie. Gdyby był on prawdziwy, to w nadwietrzalnych zespołach gławowych powinno dochodzić do podwyższenia udziału dolomitów w stosunku do pozostałych skał węglanowych, a w rzeczywistości jest odwrotnie. Powyższa obserwacja znajduje potwierdzenie również w innych stanowiskach, gdzie zanotowano szybszą eliminację z osadów glacialnych dolomitów aniżeli wapieni (Czubla 2001, 2015).

Spośród 562 głazików skał krystalicznych udało się zidentyfikować 80 eratyków przewodnich, czyli aż 14,23%. Całkowita liczba skał przewodnich i pomocniczych (osadowe zdzięsiatkowane zgodnie z procedurą Vinxa i in. 1997) wyniosła 96 ziaren, czyli 9,24% ogółu skał fennoskandzkich. Na mapie eratyków prze-

wodnich i pomocniczych (rys. 2) zaznacza się olbrzymia dominacja zespołu alandzkiego przy dość wysokim udziale skał ze Smålandu. Współwystępowanie tych skał jest powszechne, ale zazwyczaj jeden z tych obszarów wyraźnie dominuje.



Rys. 2. Eratyki przewodnie i pomocnicze rozpoznane w próbce z Masłowic; powierzchnia koła odpowiada procentowemu udziałowi danych eratyków w grupie skał przewodnich i pomocniczych (metoda prezentacji według Smeda 1993, zmodyfikowana)

1 – granitognejs Ångermanland, 2 – porfiry i granity Ragunda, 3 – granit rapakiwi Rödö, 4 – granity Revsund i Björna, 5 – porfiry botnickie, 6 – pyterlit alandzki lub Nystad, 7 – granit alandzki, Haga, rapakiwi i granitoporfir alandzki, porfir alandzki, granit aplitowy alandzki, 8 – porfir Hogland, 9 – porfir bałtycki czerwony, 10 – porfir bałtycki brunatny, 11 – granit Uppsala, Vänge, Arnö, 12 – granit Sala, 13 – granit sztokholmski, 14 – porfir Glöte, 15 – porfir i tinguaite Särna, 16 – porfir szary z Dalarna i czerwony Grönklitt, diabaz Åsby, 17 – porfir Åsen, Bredvad, Kåtilla, granit Garberg, 18 – porfir Blyberg, porfir i ignimbryt Klittberg, ignimbryty Rännäs, Blyberg, Orrlok, inne porfiry i ignimbryty z Dalarna, 19 – diabaz i melafir Öje, piaskowiec Dala, piaskowiec i zlepieniec Digeberga, 20 – porfir Heden, 21 – porfir Venjan, 22 – granit Järna, 23 – granit Siljan, rapakiwi Siljan, porfir Månsta, 24 – granit Graversfors brunatny i czerwony, granity Östgöta, 25 – granit Kinda, 26 – kwarcyt Västervik, 27 – granit

Uthammar, 28 – Granit Flivik, Virbo, porfir Paskallavik i Sjögelö, 29 – granit Marianelund, porfir Emarp, Nymåla, Fagerhult, Lönneberga, 30 – granit Växjö różowy i szary, 31 – granity Småland czerwone i Vislanda, porfiry Småland, 32 – granit Vånevik, 33 – piaskowce Kalmarsund i Tessini, 34 – granity Kristinehamn i Filipstad (południowa odmiana), 35 – diabaz Kinne, 36 – granity Karlshamn i Spinkamåla (Halen), 37 – piaskowiec skolitusowy i Hardeberga, 38 – bazalty ze Skanii, 39 – granit Bohuslän, 40 – granity Hammer i Vang, gnejsy bornholmskie, 41 – dolomity, 42 – czerwone piaskowce kambryjskie, 43 – czerwone wapienie ordowickie, 44 – wapienie beyrichiowe, 45 – wapienie paleoporellowe; sumaryczna liczba uwzględnionych na mapie eratyków wskaźnikowych (liczba skał pomocniczych zredukowana zgodnie z procedurą Vinxa i in. 1997) – 96

Indicator erratics (including auxiliary rocks) in glacial deposits of Masłowice outcrop; the circle's area corresponds with the percentage of erratics in an analysed stone sample (according to Smed 1993, modified)

1 – Ångermanland granite-gneiss, 2 – Ragunda porphyries and granites, 3 – Rödö rapakivi, 4 – Revsund and Björna granites, 5 – Bothnian porphyries, 6 – Aland and/or Nystad pyterlite, 7 – Aland granite, Haga granite, Aland rapakivi, Aland aplite granite, Aland granite porphyry, 8 – Hogland porphyry, 9 – red Baltic quartz porphyry, 10 – brown Baltic quartz porphyry, 11 – Uppsala, Vänge and Arnö granites, 12 – Sala granite, 13 – Stockholm granite, 14 – Glöte porphyry, 15 – Särna porphyry and tinguaite, 16 – Grönklitt and grey Dalarna porphyries, Åsby diabase, 17 – Åsen, Bredvad and Kåtilla porphyries, Garberg granite, 18 – Blyberg porphyry, Klittberg ignimbrite and porphyry, Rännäs, Blyberg, Orrlok and other Dalarna ignimbrites and porphyries, 19 – Öje diabase and melaphyre, Dala sandstone, Digerberg sandstone and conglomerate, 20 – Heden porphyry, 21 – Venjan porphyry, 22 – Järna granite, 23 – Siljan granite, Siljan rapakivi, Månsta porphyry, 24 – brown and red Graversfors granites, Östgöta granites, 25 – Kinda granite, 26 – Västervik quartzite, 27 – Uthammar granite, 28 – Flivik and Virbo granites, Paskallavik and Sjögelö porphyries, 29 – Mariannelund granite, Emarp, Nymåla, Fagerhult and Lönneberga porphyries, 30 – red and grey Växjö granite, 31 – red Småland granites, Vislanda granite, Småland porphyries, 32 – Vånevik granite, 33 – Kalmarsund and Tessini sandstones, 34 – Kristinehamn granite, Filipstad granite (southern variant), 35 – Kinne diabase, 36 – Karlshamn and Spinkamåla (Halen) granites, 37 – Scolithos and Hardeberga sandstones, 38 – Skåne basalt, 39 – Bohuslän granite, 40 – Hammer and Vang granites, Bornholm gneisses, 41 – dolomites, 42 – red Cambrian sandstones, 43 – red Ordovician limestones, 44 – Beyrichia limestone, 45 – Palaeoporella limestone; total number of indicator erratics in the sample (number of auxiliary erratics reduced according to Vinx *et al.* 1997) – 96

W analizowanej próbce przeważają skały alandzkie, podobnie jak w większości próbek z osadów zlodowaceń środkowopolskich (odrzańskich/warciańskich<sup>1</sup>). Typowe gliny południowopolskie mają natomiast znikomy odsetek skał alandzkich przy bardzo wyraźnej dominacji Smålandu i znaczącej roli Dalarny. Skały środkowoszwedzkie (Uppland i okolice Sztokholmu) reprezentowane są w umiarkowanej liczbie w różnowiekowych glinach. Stosunkowo niski udział skał węglanowych, a zwłaszcza dolomitów, które prawie zawsze są stowarzyszone ze skałami alandzkimi, należy traktować jako efekt wietrzenia. Przeanalizowana próbka wykazywała wyraźne ślady zaawansowania tego procesu. Stosunkowo licznie reprezentowane są porfiry bałtyckie, które w większości próbek występują w postaci pojedynczych głazików, a w glinach T4 (Czerwotka, Krzyszkowski 1990, 1992) w odkrywce bełchatowskiej nie było ich zupełnie (Czubła 2001). Nadreprezentacja tych skał w zestawieniu z szacowanymi niewielkimi rozmiarami ich wychodni na dnie Bałtyku podkreśla wschodnią drogę strumienia lodowego, odpowiedzialnego za odłożenie analizowanych glin, ale jest także wynikiem selekcji wietrzeniowej, której odporne porfiry łatwo nie ulegają. W zespołach południowopolskich (interpretowanych w oparciu o ówczesny stan wiedzy jako odrzańskie – glina T4), jakie zostały opisane przez autora w Bełchatowie (Czubła 2001) udział skał alandzkich jest znikomy, a dominują skały smålandzkie i dalarnańskie. Tych ostatnich w przebadanej próbce z Masłowic jest nadzwyczaj mało. Nie ma nawet pospolitych i występujących w niemal wszystkich glinach porfirów Bredvad. Jest to o tyle dziwne, że wśród skał dalarnańskich podstawowe znaczenie ma nie tylko wspomniany wyżej Bredvad, ale i inne łatwo rozpoznawalne, a jednocześnie odporne na wietrzenie porfiry. Stąd można tylko wysnuć wniosek, że i przed wietrzeniem udział skał dalarnańskich był niewielki. A to z kolei – w powiązaniu z innymi cechami analizowanego zespołu gładzowego – wyklucza „południowopolski” skład eratyków w próbce.

Teoretyczny ośrodek gładzowy wyznaczony dla gliny w Masłowicach ma współrzędne geograficzne 59,03° N i 17,64° E, czyli jest położony daleko na południe od większości TCG glin

<sup>1</sup> Jako gliny odrzańskie/warciańskie (lub odry/warty) opisywane są w niniejszej pracy osady odłożone w MIS 6, które w świetle starszych poglądów na stratyografię plejstocenu Polski (np. Lindner 1992) opisywane były jako osady zlodowacenia warta.

kompleksu środkowopolskiego (*sensu* Ber i in. 2007) odkrywki bełchatowskiej i innych stanowisk Polski Środkowej. Jest to jednak lokalizacja odległa również od TCG glin kompleksu południowopolskiego z Bełchatowa, które położone są o 1° do 2° dalej na zachód. Uwzględnienie w obliczeniach teoretycznych ośrodków gładzowych pomocniczych skał osadowych zmienia powyższy obraz. Po powyższej modyfikacji TCG gliny z Masłowic jest położone blisko analogicznego wskaźnika wyliczonego dla próbki B-1, pobranej z gliny T2 w odkrywce w Bełchatowie (Czubła 2001). Zastrzec jednak należy, że próbka B-1 ma najbardziej wschodnie spektrum gładzowe wśród nie tylko próbek z gliny T2, ale w całej grupie przebadanych w środkowej Polsce osadów gładzowych kompleksu południowopolskiego. Nie można jej w tej sytuacji traktować jako typowej dla glin południowopolskich. Nieco bardziej przesunięte na północ są teoretyczne ośrodki gładzowe osadów gładzowych lądolodu odry/warty (MIS 6) z odkrywek w Moszczenicy k. Piotrkowa Trybunalskiego i w Brzezinach k. Łodzi.

## Strefa II – Wzgórza Dobryszyckie

### Stanowisko Daniszewice

Glina w Daniszewicach tworzy rozległy pokład o zmiennej miąższości, osiągającej miejscami nawet około 2,5–3 m. Odsłania się ona tuż pod glebą w kulminacji niewielkiego pagórka moreny czołowej, rozciętego w centralnej części przez żwirownię. Podobnie, jak w większości stanowisk osadów gładzowych w rejonie Piotrkowa Trybunalskiego, glina była mocno zwietrzała. Niektóre skały krystaliczne wykazywały wyraźne ślady oddziaływania procesów wietrzeniowych, wapienie były bardzo nieliczne, a te które przetrwały miały najczęściej mocno zmienioną, porowatą i jasną powierzchnię, która bardzo utrudniała ich jednoznaczne zaklasyfikowanie do konkretnej grupy.

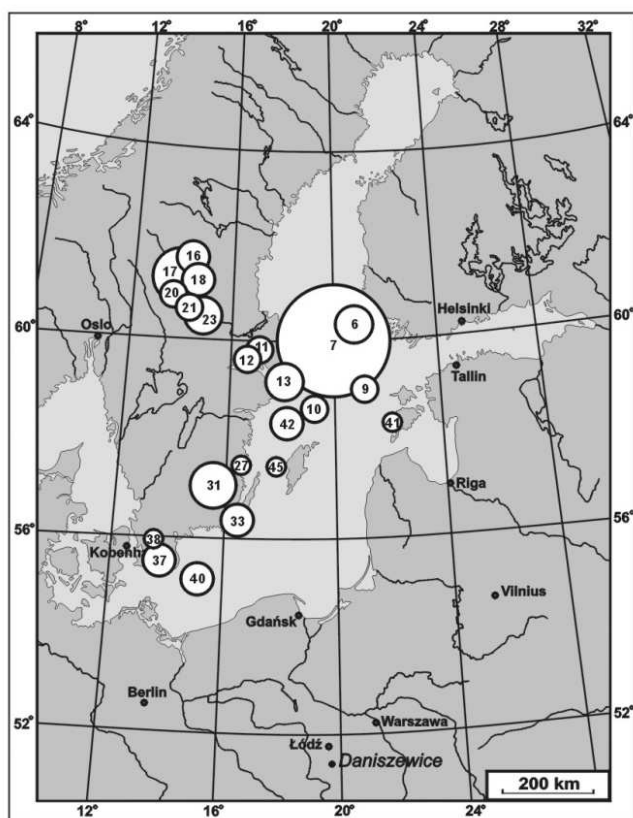
Skały fennoskandzkie stanowią 92,46% całkowitej liczby eratyków w przeanalizowanej próbce. Nie można jednak wykluczyć, że niektóre eratyki bliskiego transportu są makroskopowo tak podobne do zwietrzałych, paleozoicznych skał osadowych, że mogły zostać błędnie zakwalifikowane jako skały fennoskandzkie. Podobnie do próbki z Lewkówki (strefa IV), wśród skał lokalnych występowały prawie wyłącznie krzemienie i czerty. Tym razem jednak udział czertów był już dość istotny, ponieważ stanowiły około 1/4 ogólnej liczby skał bliskiego transportu. Wśród eratyków

fennoskandzkich dominują skały krystaliczne (73,45%), co z pewnością związane jest z wyeliminowaniem przez wietrzenie podatniejszych skał osadowych. Na skały osadowe (26,55%) składają się głównie piaskowce i inne skały okrucowe 20,21%, zaś wapienie stanowią jedynie 6,09%. Udział dolomitów ma charakter śladowy (pojedynczy eratyk), co potwierdza wspomnianą już wcześniej opinię na temat podwyższonej, w stosunku do wapieni, podatności tej skały na wietrzenie.

Wśród 567 gładzików skał krystalicznych rozpoznano ogółem 87 przewodnich eratyków krystalicznych, czyli aż 15,34%. Całkowita liczba skał przewodnich i pomocniczych (te ostatnie przeliczone metodą Vinxa i in. 1997) wyniosła 98 ziaren, czyli 12,69% ogółu skał fennoskandzkich. Na mapie eratyków wskaźnikowych (rys. 3) zaznacza się przewaga zespołu alandzkiego przy dość wysokim udziale skał z Dalarny. Skały z Wysp Alandzkich reprezentowane są najliczniej przez granity rapakiwi i granity aplitowe, zaś wśród skał z Dalarny największy udział mają typowe porfiry Bredvad i Grönklitt. Eratyki z pozostałych obszarów Fennoskandii (Uppland, Småland, Blekinge, Skania i Bornholm) występują w niewielkiej liczbie. Wschodni charakter analizowanego zespołu potwierdzają porfiry bałtyckie

i zachowane tylko w szczątkowej liczbie skały węglanowe. Taki skład zespołu eratyków jest typowy dla osadów warciańskich Polski Środkowej (Czubla 2001). W niezwiertanych osadach glacialnych kompleksu środkowopolskiego (*sensu* Ber i in. 2007) w Polsce Centralnej, z eratykami alandzkimi stowarzyszone są liczne wapienie i dolomity. Zaznaczający się w analizowanym przykładzie wpływ wietrzenia na obraz czytelny na mapie stawia pod znakiem zapytania celowość uwzględniania skał węglanowych i innych skał podatnych na selekcję wietrzeniową w prezentacji tego typu. Wnioskowanie o kierunkach napływu lodu na podstawie map kołowych, sporządzonych w oparciu o w różnym stopniu zwiertane zespoły gładzowe, może bowiem prowadzić do mylnych wniosków.

Teoretyczny ośrodek gładzowy wyznaczony dla gliny w Daniszewicach ma współrzędne geograficzne 59,53° N i 17,48° E. Niemal identyczne wartości zostały wyliczone dla glin w Łaznowskiej Woli i Chociwiiu koło Łodzi. Powyższe współrzędne są typowe dla glin warciańskich w Polsce Środkowej (Czubla 2001). W nawiązaniu do wspomnianych stanowisk odrzański/warciański wiek gliny w Daniszewicach nie budzi wątpliwości.



Rys. 3. Eratyki przewodnie i pomocnicze rozpoznane w próbce z Daniszewic

sumaryczna liczba uwzględnionych eratyków – 98;  
pozostałe objaśnienia patrz rys. 2

Indicator erratics (including auxiliary rocks) in  
glacial deposits of Daniszewice outcrop

total number of indicator erratics in the sample – 98;  
for further explanations see Fig. 2



### Strefa III – Wysoczyzna Bełchatowska

#### Stanowisko Mąkolice III

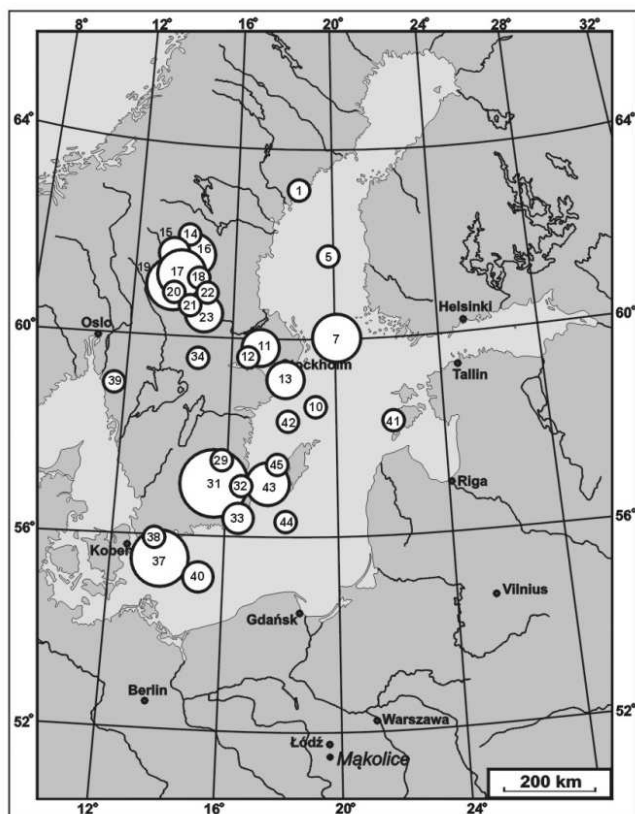
Stanowisko Mąkolice III zlokalizowane jest w obrębie moreny martwego lodu. Próbkę eratyków pobrana z zalegającej tuż pod glebą gliny charakteryzuje się – w przeciwieństwie do wcześniej zaprezentowanych stanowisk – stosunkowo niskim stopniem zwietrzenia, dzięki czemu nie doszło w niej do redukcji udziału skał węglanowych oraz krystalicznych bogatych w biotyt. Odzwierciedla ona zatem proporcje eratyków zbliżone do występujących w świeżo złożonym osadzie.

Skały fennoskandzkie stanowią 87,70% ogólnej liczby głazików. Wśród nich przeważają skały krystaliczne (58,67% ogółu skał fennoskandzkich) – ze względu na niewielki stopień zwietrzenia gliny wskaźnik ten wydaje się być bliski pierwotnemu. Na skały osadowe (41,33%) składają się głównie wapień 28,66% i piaskowce 12,05%. Udział dolomitów ma charakter śladowy, co podkreśla zachodniofennoskandzki charakter próbki, wyrażony także dużym udziałem skał krystalicznych.

Na skały lokalne pozostaje 12,30% całkowitej liczby ziaren. Najliczniejszą grupę stanowią krzemienie i czerty (około 11% całej próbki, tj. prawie 90% eratyków lokalnych), ale zaznaczyć

należy, że mogą one w jakiejś części pochodzić również z bardziej odległych wychodni, np. zlokalizowanych na dnie Bałtyku. Na pozostałe skały lokalne przypada niewiele ponad 1% głazików w próbce.

Spośród 477 głazików skał krystalicznych udało się zidentyfikować 52 eratyki przewodnie, czyli 10,90%. Całkowita liczba skał przewodnich i pomocniczych (liczba skał osadowych zmodyfikowana zgodnie z ideą Vinxa i in. 1997) wyniosła 75 ziaren, czyli 9,23% całkowitej liczby skał fennoskandzkich. Na mapie eratyków wskaźnikowych (rys. 4) zaznacza się dominacja zespołu dalarneńskiego przy dość wysokim udziale skał ze Smålandu. Skały alandzkie występują w nieznacznej liczbie w przeciwieństwie do typowych zespołów odrzańskich/warciańskich Polski Środkowej, gdzie zawsze stanowią one najważniejszy identyfikowalny składnik frakcji gruboziarowej w glinach. Stosunkowo niski jest również udział skał bałtyckich i środkowoszwedzkich (Uppland). Takie spektrum głazowe było dotychczas uznawane za typowe dla glin odrzańskich (korelowanych wówczas z MIS 8) Polski Środkowej na podstawie badań w odkrywce KWB „Bełchatów” (Czubla 2001). W świetle nowych badań pozycja stratygraficzna glin formacji Ławki z Bełchatowa, uważanych dotychczas za odrzańskie,



Rys. 4. Eratyki przewodnie i pomocnicze rozpoznane w próbce z Mąkolice III

sumaryczna liczba uwzględnionych eratyków – 75; pozostałe objaśnienia patrz rys. 2

Indicator erratics (including auxiliary rocks) in glacial deposits of Mąkolice III outcrop

total number of indicator erratics in the sample – 75; for further explanations see Fig. 2

stała jednak pod dużym znakiem zapytania (Balwierz i in. 2006, 2008). Najprawdopodobniej są one starsze od interglacjału Mazowsze i należałyby je przypisać do kompleksu południowopolskiego (san 2?). Wprowadzenie zmian w stratygrafii i nazewnictwie kompleksu środkowopolskiego (Lindner 2005; Ber i in. 2007; Lindner, Marks 2012) również skłania do rewizji dotychczasowych poglądów. W odniesieniu do nich większość glin dotychczas opisywanych w Polsce Środkowej jako warciańskie winna być określana jako odrzańskie (*sensu* Ber i in. 2007), zaś osady określane dotychczas jako odrzańskie należałyby, przynajmniej w niektórych przypadkach, przypisać do starszych nasunięć glacialnych.

Bardzo wysoki udział skał dalarnieńskich (zwłaszcza odpornych wulkanitów) w próbce nie da się wytłumaczyć eliminacją bardziej podatnych na wietrzenie skał z innych regionów, ponieważ stopień zwietrzenia analizowanej gliny jest stosunkowo mały. W niezbyt odległych Masłowicach skał dalarnieńskich prawie nie ma – nie znaleziono tam nawet pospolitych na ogół i łatwo rozpoznawalnych porfirów Bredvad, mimo dość znaczącego zwietrzenia tamtejszych glin, co powinno wpłynąć na wyeksponowanie odpornych skał z Dalarny.

Teoretyczny ośrodek gładowy wyznaczony dla gliny w Mąkolicach ma współrzędne geograficzne 59,12° N i 15,37° E, czyli jest położony na zachód od TCG glin odrzańskich/warciańskich odkrywki bełchatowskiej i innych stanowisk Polski Środkowej. Jest to lokalizacja zbliżona do TCG najmłodszego pokładu glin (T4 – formacja Ławki), leżących poniżej osadów formacji Chojny w odkrywce KWB Bełchatów (Czubla 2001). W świetle cytowanych wcześniej opracowań i konieczności modyfikacji stratygrafii osadów plejstoceniowych, należy przypuszczać, że gliny te reprezentują zlodowacenie san 2 kompleksu południowopolskiego. Nawet jednak w stosunku do wspomnianych glin T4 z Bełchatowa, TCG osadów glacialnych z Mąkolic przesunięte jest o ponad 0,5° dalej na zachód.

Pozycja gliny w odkrywce Mąkolice III w stosunku do powierzchni erozyjnej i poziomu wietrzeniowego oraz pokładu gliny w Mąkolicach I (Wachecka-Kotkowska i in. 2012) potwierdza wniosek o starszym niż odrzański/warciański wieku tego osadu. Występowanie gliny południowopolskiej w dolnej części pagórka, którego ostateczna forma ukształtowana została głównie w wyniku sedymentacji odrzańsko-warciańskiej (*sensu* Ber i in. 2007) i póź-

niejszych procesów erozyjnych, dowodzi różnicowania wiekowego tej formy i jej złożonej genezy.

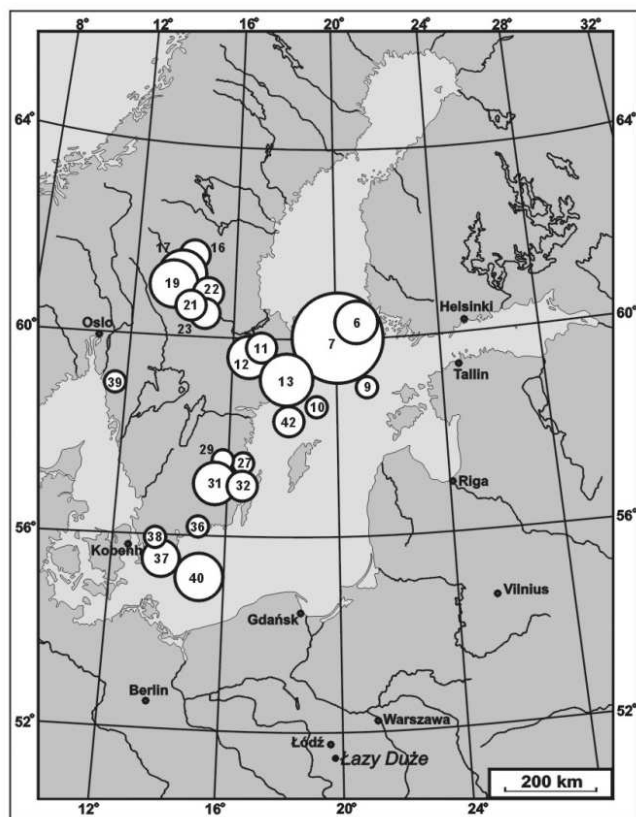
#### Strefa IV – Równina Piotrkowska

##### Stanowisko Łazy Duże

Zwirownia w Łazach Dużych położona jest w obrębie wysoczyzny morenowej płaskiej. Próbka eratyków pobrana z cienkiej warstwy przemytej gliny (właściwie z bruku rezydualnego pozostałego po rozmytej glinie), zalegającej przy wjeździe do zwirowni, charakteryzuje się bardzo wysokim stopniem zwietrzenia skał. Potwierdza to zaawansowany etap rozpadu skał bogatych w biotyt – głównie łupków krystalicznych i gnejsów, ale także i niektórych granitoidów. Część z nich rozsypuje się w rękach na pojedyncze ziarna. Skały węglanowe zostały całkowicie wyeliminowane z osadu.

Skały fennoskandzkie stanowią 97,20% ogólnej liczby gładików. Wśród eratyków fennoskandzkich skały krystaliczne (77,24%) ponad trzykrotnie przeważają nad osadowymi (22,76%), co wynika z selektywnej eliminacji tych ostatnich przez wietrzenie. W grupie skał osadowych występują niemal wyłącznie piaskowce (22,31%). W pierwotnym składzie gliny skały węglanowe niewątpliwie musiały jednak mieć stosunkowo wysoki udział, na co wskazuje znacząca rola wschodniofennoskandzkich skał krystalicznych (głównie alandzkich) w analizowanym zespole gładowym. Pochodzą one z obszaru bezpośrednio przylegającego do wielkich wychodni skał osadowych starszego paleozoiku, a zatem musiały być transportowane w jednej masie lodu razem z wyeliminowanymi później wapieniami i dolomitami.

Spośród 509 gładików skał krystalicznych udało się zidentyfikować 66 eratyków przewodnich, czyli 12,97%. Całkowita liczba skał przewodnich i pomocniczych (osadowe zdziesiątkowane zgodnie z procedurą Vinxa i in. 1997) wyniosła 75 ziaren, czyli 11,38% ogółu skał fennoskandzkich. Na mapie eratyków przewodnich i pomocniczych zaznacza się dość wyraźnie dominacja zespołu alandzkiego przy znaczącym udziale skał dalarnieńskich (rys. 5). Taki skład zbliżony jest do występującego w osadach odrzańskich (*sensu* Ber i in. 2007), a wschodnie pochodzenie podkreślone zwykle bywa wysokim udziałem skał węglanowych ze wschodniej części depresji bałtyckiej. W analizowanym przypadku skał węglanowych zupełnie zabrakło, zaś podwyższenie udziału odpornych na wietrzenie porfirów



Rys. 5. Eratyki przewodnie i pomocnicze rozpoznane w próbce z Łaz Dużych  
 sumaryczna liczba uwzględnionych eratyków – 75;  
 pozostałe objaśnienia patrz rys. 2  
 Indicator erratics (including auxiliary rocks)  
 in glacial deposits of Łazy Duże outcrop  
 total number of indicator erratics in the sample – 75;  
 for further explanations see Fig. 2

dalarneńskich przesunęło teoretyczny ośrodek gładowy na zachód w strefę typową raczej dla starszych glin Polski Środkowej. Gliny zlodowaceń kompleksu południowopolskiego (*sensu* Ber i in. 2007) cechują się jednak zdecydowanie wyższym udziałem eratyków z południowej Szwecji przy utrzymującej się istotnej roli skał z Dalarny. Skały alandzkie w glinach południowopolskich stanowią tylko niewielki odsetek. Przesunięcie teoretycznego ośrodka gładowego na południowy zachód, nietypowe przy niskiej zawartości skał ze Smålandu, nastąpiło głównie dzięki nieoczekiwanie licznym skałom bornholmskim. Skały środkowoszwedzkie (Uppland i okolice Sztokholmu) reprezentowane są w umiarkowanej liczbie w różnowiekowych glinach. W opisywanym zespole ich ranga została dodatkowo obniżona w efekcie wietrzenia, na które te dość bogate w biotyt skały są stosunkowo podatne (por. m.in. Marciniński 1968; Czubła 2001). W sprzeczności z tezą o raczej wschodnim pochodzeniu analizowanego zespołu pozostaje niewielka liczba porfirów bałtyckich (po jednym czerwonym i brunatnym), które powinny w tym przypadku zostać nawet wyeksponowane w próbce dzięki swojej wysokiej odporności. Wśród skał dalarneńskich najliczniej występują porfiry Bredvad. W pewnym stopniu mogło to być uwarunkowane ich szczególnie wysoką odpornością na wietrzenie i łatwą rozpozna-

walnością nawet w silnie przekształconych przez ten proces zespołach gładowych. Dość liczne są i inne typy skał wulkanicznych ze środkowej Szwecji, natomiast znacznie rzadsze są granitoidy z tamtego regionu. Dość trudny do wyjaśnienia jest spory udział skał bornholmskich (granitoidów). Towarzyszą im w analizowanej próbce piaskowce arkozowe ze zlepieńcowatymi wkładkami, które mogą być utożsamiane z bornholmskimi piaskowcami Nexö. Te ostatnie nie mają jednak żadnych swoistych cech pozwalających na odróżnienie od również kambryjnych piaskowców, występujących na dnie zachodniego i północnego Bałtyku (Schuddebeurs 1980/1981).

Teoretyczny ośrodek gładowy wyznaczony dla rezydium gliny w Łazach Dużych ma współrzędne geograficzne 59,17° N i 16,76° E, czyli jest położony na południowy zachód od większości TCG glin odrzańskich/warciańskich odkrywką bełchatowskiej i innych stanowisk Polski Środkowej. Jest to lokalizacja niemal identyczna ze wskaźnikami obliczonymi dla południowopolskich glin T2 z Bełchatowa (Czubła 2001) oraz dla zwietrzałej „południowopolskiej” gliny z Tumu k. Łęczycy (Czubła, Forysiak 2013). Bardzo wysoki stopień zwietrzenia analizowanego osadu doprowadził do względnego podwyższenia zawartości porfirów dalarneńskich i w efekcie do wtórnego przesunięcia TCG na

zachód. Należy zatem, w oparciu o udziały skał z poszczególnych regionów Fennoskandii, interpretować opisaną glinę jako odłożoną przez łądolód środkowopolski.

### Stanowisko Lewkówka III

Próbka eratyków pobrana została z zalegającej tuż pod glebą gliny w dużej żwirowni w Lewkówce na północ od Piotrkowa Trybunalskiego, położonej w obrębie wysoczyzny morenowej płaskiej. Gлина tworzy tam cienki pokład odsłaniający się wzdłuż wschodniej ściany odkrywki na odcinku ponad 100 metrów. Maksymalna miąższość gliny wynosi około 1,5 metra i maleje w kierunku północnym. Płytkie zaleganie pokładu przyczyniło się do znacznego zaawansowania procesów wietrzeniowych. Jest to szczególnie widoczne w przypadku eratyków węglanowych oraz skał krystalicznych bogatych w biotyt. Wszystkie dolomity i większość wapieni uległy całkowitemu zniszczeniu.

Skały fennoskandzkie stanowią 94,67% ogólnej liczby głazików. Wśród pozostałych 5,33% skał lokalnych zachowały się niemal wyłącznie krzemienie i czerty, ale i one mogą w znacznej części pochodzić z rejonu Bałtyku, na co zdaje się wskazywać obecność prawie samych krzemieni. Są one znacznie odporniejsze na wietrzenie od czertów i łatwiej znoszą daleki transport. W lokalnych osadach mezozoiku i paleogenu dość licznie występują natomiast czerty, których jednak w przebadanej próbce prawie nie było. Innym hipotetycznym wyjaśnieniem proporcji pomiędzy krzemieniami i czertami może być pobranie lokalnego materiału, ale takiego, w którym doszło już do wtórnego wzbogacenia w krzemienie na skutek usunięcia większości bardziej podatnych czertów w następstwie długotrwałego wietrzenia.

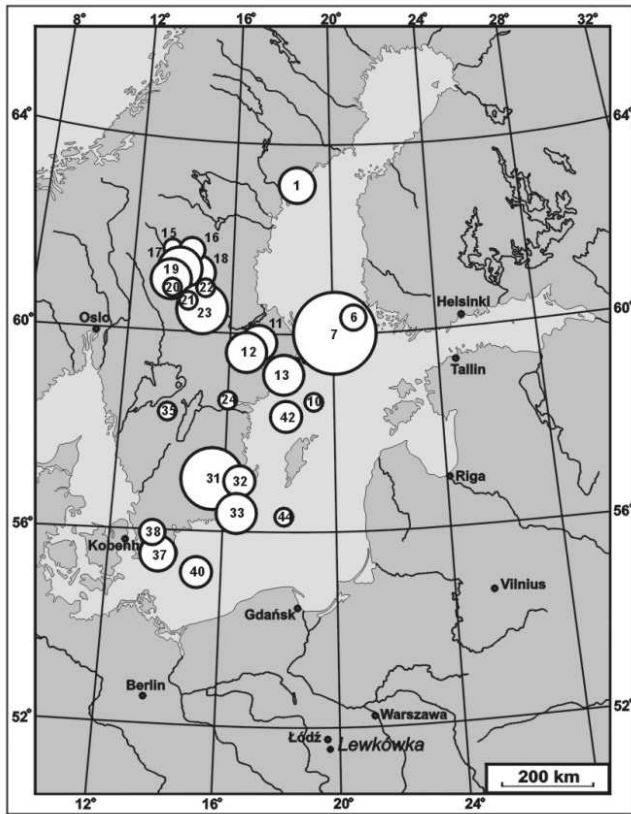
Wśród skał fennoskandzkich dominują krystaliczne (72,25%), co niewątpliwie wynika z eliminacji znaczącej części skał węglanowych w procesach wietrzeniowych. Na skały osadowe (27,75%) składają się głównie skały okruchove (piaskowce) – 20,97% i w niewielkiej części zwietrzałe wapienie – 6,09%.

Spośród 565 głazików skał krystalicznych udało się zidentyfikować 90 eratyków przewodnich, czyli aż 15,93%. Całkowita liczba skał przewodnich i pomocniczych (osadowe zdzięsiatkowane zgodnie z procedurą Vinxa i in. 1997) wyniosła 108 klastów, czyli 13,81% ogółu skał fennoskandzkich. Na mapie eratyków wskaźnikowych można dostrzec niewielką przewagę liczbową eratyków z Dalarny nad ska-

łami z Wysp Alandzkich (rys. 6). Udział skał alandzkich w przebadanym zespole z Lewkówki jest znacznie mniejszy niż w typowych glinach odrzańskich/warciańskich Polski Środkowej. Nie można jednak wykluczyć, że zakłócenie proporcji pomiędzy skałami pochodzącymi z tych dwóch obszarów alimentacyjnych w stosunku do typowych osadów glacialnych regionu jest wynikiem względnego wzrostu roli odpornych wulkanitów dalarnieńskich kosztem mniej odpornych grubokrystalicznych skał z Wysp Alandzkich. Selekcja skał osadowych, jaka nastąpiła w trakcie wietrzenia nie pozwala na weryfikację powyższego przypuszczenia ani na potwierdzenie zachodniego charakteru zespołu eratyków w oparciu o proporcje pomiędzy skałami osadowymi z różnych regionów Fennoskandii. Na pierwotny charakter przewagi skał z Dalarny zdaje się jednak wskazywać duże zróżnicowanie skał z tamtego regionu stwierdzone w analizowanej próbce. Obok najpospolitszego porfiru Bredvad, występują w nim liczne inne typy skał wulkanicznych, i nawet liczniejsze od wspomnianego porfiru granity Siljan. Te ostatnie powinny dość szybko ulec wietrzeniu, a jednak tak się nie stało.

Skały południowoszwedzkie i wywodzące się z Upplandu odgrywają zdecydowanie mniejszą rolę. O ile niska ranga granitów sztokholmskich i skał z Upplandu nie pozwala na próby korelacji z osadami glacialnymi w innych stanowiskach, to niewielka zawartość skał południowoszwedzkich wyklucza powiązanie analizowanych glin z ostatnim zlodowaczeniem kompleksu południowopolskiego. W zespołach eratyków z osadów glacialnych tego wieku, opisywanych przez autora pierwotnie jako odrzańskie (głina T4 w odkrywce bełchatowskiej) – Czubla (2001), udział skał alandzkich był znikomy, a dominowały skały smålandzkie i dalarnieńskie. Zespół eratyków w glinie z Lewkówki jest bardzo podobny do zaobserwowanego w położonych około 25 km dalej na południe Łazach Dużych.

Teoretyczny ośrodek głazowy wyznaczony dla gliny w Lewkówce ma współrzędne geograficzne 59,34° N i 16,49° E, czyli jest położony na południowy zachód od wskaźników obliczonych dla glin odrzańskich/warciańskich odkrywki bełchatowskiej i innych stanowisk Polski Środkowej. Bardzo podobne teoretyczne centrum głazowe posiadają również glina w Łazach Dużych, zwietrzała glina w Besiekierzu k. Łodzi (Czubla i in. 2013) oraz odrzańskie/warciańskie gliny w Brzezinach, Moszczenicy (Czubla 2001) i Łodzi.



Rys. 6. Eratyki przewodnie i pomocnicze rozpoznane w próbce z Lewkówki III

sumaryczna liczba uwzględnionych eratyków – 108; pozostałe objaśnienia patrz rys. 2

Indicator erratics (including auxiliary rocks) in glacial deposits of Lewkówka III outcrop  
total number of indicator erratics in the sample – 108; for further explanations see Fig. 2

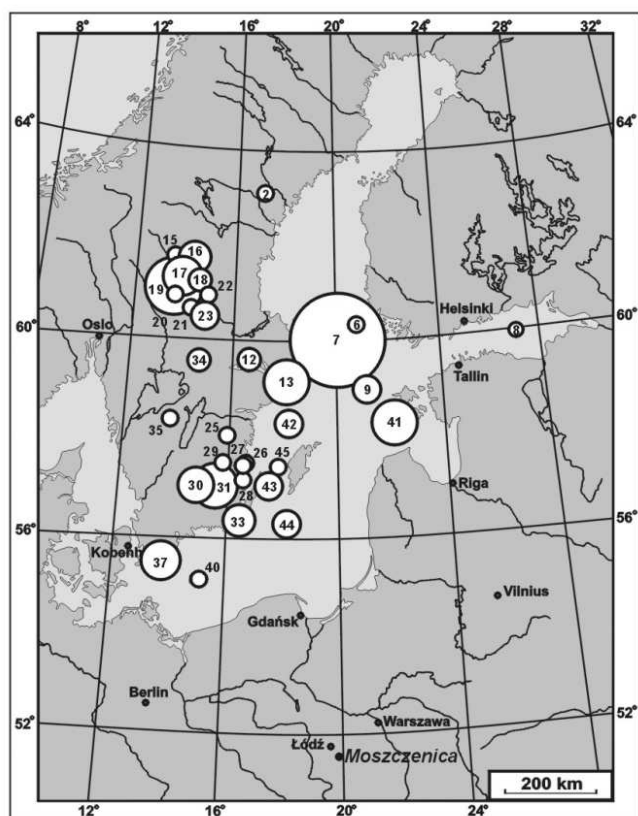
#### Stanowisko Moszczenica

Próbka eratyków oznaczona jako Moszczenica pobrana została z mającej miąższość około 5 metrów brunatnej gliny morenowej, zalegającej tuż pod glebą w wyrobisku cegielnianym zlokalizowanym na południe od miejscowości o tej nazwie. Stanowisko zlokalizowane jest w obrębie wysoczyzny morenowej płaskiej. W stropie glina wykazuje oznaki zwietrzenia, ale zaznaczone tylko spadkiem stopnia zwięzłości gliny oraz zmniejszeniem liczby węglanowych klastów. Skąły krystaliczne nie wykazują oznak zwietrzenia. Tę nadwietrzałą górną część profilu glin pominięto przy poborze eratyków do badań.

Skąły fennoskandzkie stanowią 94,88% ogólnej liczby głązików. Na pozostałe 5,12% (skąły lokalne) składają się w przeważającej części mezozoiczne wapień oraz krzemienie i czerty, których przynależność do tej grupy może być jednak dyskusyjna. Inne skąły lokalne, np. mułowce i węgiel brunatny odgrywają rolę marginalną. Wśród skąły fennoskandzkie przeważają skąły osadowe (57,45%). Najliczniej reprezentowane są wapień paleozoiczne, które pozostają w niemal idealnej równowadze ze skąły krystalicznymi – odpowiednio 42,12% i 42,55%. Piaskowce stanowią 10,55% liczby eratyków fennoskandzkie w próbce. Wysoki jest również udział dolomitów –

4,67%, wskazujący wraz z wapieniami na wschodnią proveniencję zespołu głązowego.

Spośród 702 eratyków krystalicznych udało się zidentyfikować 93 klasty skąły przewodnie, czyli 13,25%. Całkowita liczba skąły wskaźnikowych (osadowe dziesiętkowane zgodnie z procedurą Vinxa i in. 1997) wyniosła 134 ziarna, tj. 8,12% ogółu skąły fennoskandzkie. Na mapie eratyków wskaźnikowych zaznacza się dominacja zespołu alandzkiego przy dość wysokim udziale skąły z Dalarny. Z Moszczenicy pochodzi również jedyny znaleziony przez autora w Polsce okaz porfiru Hogland (Czubla 2001), odsłaniającego się pierwotnie na niewielkiej wyspie w Zatoce Fińskiej. Skąły ze Smålandu występują dość licznie, ale znacznie ustępują wymienionym wcześniej eratykom fińsko-alandzkim i dalarnieńskim (rys. 7). Skąły środkowoszwedzkie (Uppland i okolice Sztokholmu) reprezentowane są w umiarkowanej liczbie w różnowiekowych glinach. Próbka z Moszczenicy nie odbiega pod tym względem od innych prób z opisywanego regionu. Skania reprezentowana jest jedynie przez piaskowce Hardeberga, ale ich znaczenie wskaźnikowe jest mocno dyskusyjne (Schuddebeurs 1980/1981). Powyższy skład próbki eratyków wyraźnie wskazuje na wschodnie pochodzenie gliny w Moszczenicy. Umożliwia to korelację z innymi próbkami o podobnym składzie opisanymi w Polsce



Rys. 7. Eratyki przewodnie i pomocnicze rozpoznane w próbie z Moszczenicy

sumaryczna liczba uwzględnionych eratyków – 134; pozostałe objaśnienia patrz rys. 2

Indicator erratics (including auxiliary rocks) in glacial deposits of Moszczenica outcrop

total number of indicator erratics in the sample – 134; for further explanations see Fig. 2

Środkowej i zinterpretowanymi jako gliny warciańskie. Niewielki udział skał południowoszwedzkich w glinie wyklucza przypisanie jej do złodowaceń kompleksu południowopolskiego.

Teoretyczny ośrodek gładzowy wyznaczony dla gliny w Moszczenicy ma współrzędne geo-

graficzne  $59,41^{\circ}$  N i  $16,96^{\circ}$  E, czyli jest położony w strefie typowej dla większości TCG glin odrzańskich/warciańskich odkrywki bełchatowskiej i innych stanowisk Polski Środkowej – niemal identyczny z TCG gliny w Brzezinach (Czubla 2001) i w Łodzi (ul. Zjazdowa).

## PODSUMOWANIE

Badania frakcji gruboziarowej w osadach glacialnych wykazały wyraźne zróżnicowanie przestrzenne ich składu petrograficznego. Najbardziej czytelne okazały się analizy teoretycznych ośrodków gładzowych (TCG), obliczonych w oparciu o krystaliczne eratyki przewodnie. Ich rozmieszczenie przeanalizowano w odniesieniu do licznych danych z Polski Środkowej (Czubla 2001, 2006). Na przebadanym obszarze możliwe jest wyróżnienie w osadach glacialnych dwóch głównych litotypów (S i O/W), wyraźnie różniących się proporcjami liczbowymi pomiędzy eratykami wywodzącymi się z różnych regionów Fennoskandii.

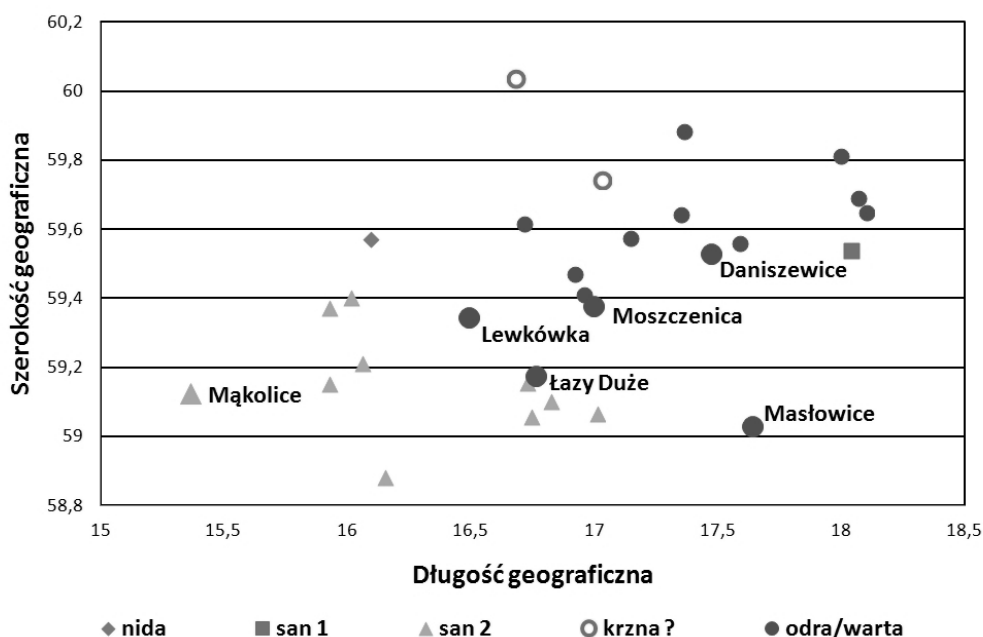
Pierwszy z litotypów (S) został rozpoznany w glinie ze stanowiska Mąkolice III. Charakteryzuje się on zrównoważonym i wysokim udziałem eratyków wywodzących się ze środkowej (Dalarna) i południowej (Småland, Skania, Ble-

kinge) Szwecji. Bardzo nieliczne są natomiast w tym litotypie eratyki alandzkie, bałtyckie i upplandzkie (rys. 4). Opisany skład zespołu eratyków jest skrajnie odmienny od stwierdzonego we wszystkich pozostałych przebadanych próbkach. Konsekwencją takiego składu jest lokalizacja teoretycznego ośrodka gładzowego gliny z Mąkolic. Jest on wysunięty daleko na zachód nie tylko wobec pozostałych próbek z opisywanego obszaru, ale także w stosunku do wszystkich innych osadów glacialnych plejstocenu środkowej Polski (rys. 8) – dalej nawet od mającej skrajnie zachodnie położenie strefy, typowej dla gliny T4 z Bełchatowa, która w świetle ostatnich badań (Balwierz i in. 2006, 2008) powinna być korelowana z kompleksem południowopolskim (*sensu* Ber i in. 2007) – Pawłowska i in. (2014). Wydaje się, zatem, że uzasadnione będzie powiązanie gliny z Mąkolic

z ostatnim (?) na tym obszarze awansem lądolodu zlodowaceń południowopolskich. Analogiczne zestawienie, ale bazujące na ośrodkach gładzowych wyliczonych w oparciu wyłącznie o krystaliczne skały przewodnie, wskazuje na dużą zbieżność składu petrograficznego osadów glacialnych z Mąkolice z gliną T4 z Bełchatowa i potwierdza powyższy wniosek. Przytoczone porównanie współrzędnych ośrodków gładzowych obliczanych z uwzględnieniem piaskowców lub bez nich skłania raczej do rezygnacji z wykorzystywania w obliczeniach nawet tych pozornie najbardziej miarodajnych skał osadowych, ponieważ ich włączenie do analiz wpływa na większy rozrzut uzyskanych wyników.

W pozostałych przebadanych stanowiskach występują gliny drugiego litotypu (O/W). Charakteryzuje się on przede wszystkim wysokim udziałem skał alandzkich oraz niewielką rolą eratyków południowszwedzkich (rys. 2, 3, 5, 6, 7). Udział skał z Dalarny jest w tym litotypie zmienny. Trudny do jednoznacznej interpretacji wynik dała analiza gliny w Masłowicach. Jej teoretyczny ośrodek gładzowy zlokalizowany jest dość daleko na południu (rys. 8), co przynajmniej częściowo wynika ze znikomego udziału eratyków

dalarnieńskich. Jest to położenie niezbyt odległe od zespołów gładzowych z gliny T2 z Bełchatowa (Czubla 2001). Należy jednak zastrzec, że wysoki udział skał alandzkich w zespole z Masłowic nie pozwala na przypisanie tej gliny do osadów innych niż odrzańskie/warciańskie (rys. 2). Wpływ wietrzenia na skład gładzowy zaznaczył się chyba tylko niewielką redukcją udziału skał węglanowych i rozpadem ziarnistym najbogatszych w biotyt skał krystalicznych. Wietrzenie miało natomiast bardzo ograniczony wpływ na położenie teoretycznego ośrodka gładzowego i na pewno nie można interpretować próbki z Masłowic jako gliny południowopolskiej, o ośrodku gładzowym „przesuniętym na wschód” w wyniku selekcji wietrzeniowej eratyków przewodnich. Wpływ długotrwałego wietrzenia wyrażałby się ewentualnym przesunięciem teoretycznego ośrodka gładzowego w przeciwnym kierunku, tj. na zachód, co związane jest ze względny wzrostem udziału odpornych na wietrzenie wulkanitów dalarnieńskich. W wariancie metodycznym wykorzystującym skały osadowe, np. dolomity, to przesunięcie jest jeszcze bardziej czytelne, ponieważ równoległe ze wzrostem udziału odpornych na wietrzenie skał szwedzkich następuje spadek znaczenia podatnych



Rys. 8. Teoretyczne ośrodki gładzowe osadów glacialnych z przebadanych stanowisk na tle wyników badań w Polsce Środkowej

w obliczeniach uwzględniono skały krystaliczne i wybrane skały osadowe okrucowe

Theoretical boulder centers calculated for glacial deposits in studied sites against research results in other outcrops in Middle Poland

in TBC calculations numbers of crystalline (igneous and metamorphic) and chosen sedimentary (clastic) rocks were used

na ten proces skał węglanowych, wywodzących się głównie ze środkowej i wschodniej części basenu bałtyckiego. Pozostałe zespoły gwałzowe (próbki Daniszewice, Moszczenica, Łazy Duże i Lewkówka) posiadają teoretyczne ośrodki gwałzowe typowe dla osadów odrzańskich/warciańskich Polski Środkowej (por. Czubla 2001, 2006). Zaznacza się jednak wśród nich zróżnicowanie wynikające ze stopnia zwietrzenia. Dla osadów mocno zwietrziałych, co podkreślone jest łatwo zauważalną redukcją udziału skał węglanowych, a w skrajnym przypadku (Łazy Duże) ich zupełnym wyeliminowaniem, charakterystyczne jest wyraźne przesunięcie ośrodka gwałzowego na zachód (rys. 5, 6). Pozostałe zlokalizowane są na wschodzie w sektorze jednoznacznie interpretowanym jako charakterystyczny dla glin tego wieku (Czubla 2001; Czubla i in. 2010, 2013). Zespoły eratyków w Lewkowie, Łazach Dużych i w Moszczenicy są – pomijając niewielki wpływ zwietrzenia – bardzo podobne (rys. 5, 6, 7). Oznacza to, że osady glacialne w wymienionych stanowiskach zostały odłożone przez tę samą masę lodu (prąd lub potok lodowy – *sensu* Czubla 2015). Nie jest to niczym zaskakującym w kontekście sąsiedniej lokalizacji i jednakowej pozycji stratygraficznej. Powyższe przypuszczenie potwierdza również analiza rzeźby (Wachecka-Kotkowska 2015) oraz położenie stanowisk w układzie zbliżonym do południowego, czyli zgodnym z uogólnionym kierunkiem napływu lodu na badany obszar.

Osady glacialne w Daniszewicach i w Masłowicach posiadają teoretyczne ośrodki gwałzowe zlokalizowane dość daleko na wschodzie (rys. 8). Przyczyniła się do tego przede wszystkim wysoka zawartość skał alandzkich. Różnią się one jednak zawartością eratyków ze środko-

wej i południowej Fennoskandii. Glina w Daniszewicach jest dość uboga w skały południowo-szwedzkie, a stosunkowo licznie występują w niej skały z Dalarna – sublitotyp O/W<sub>1</sub> (rys. 3). W Masłowicach proporcje pomiędzy tymi dwiema grupami eratyków przewodnich są odwrotne – sublitotyp O/W<sub>2</sub> (rys. 2). Można zatem przypuszczać, że gliny w tych dwóch stanowiskach zostały odłożone przez różne masy lodu – odrębne potoki lodowe (nie były to strumienie lodowe, ponieważ żadnych świadectw przyspieszonego ruchu lodu nie zaobserwowano). Może też na to także wskazywać ich wzajemne położenie: Masłowice na południowym wschodzie, a Daniszewice na zachodzie (rys. 1), czyli prawie poprzeczne w stosunku do zgeneralizowanego kierunku transgresji lądolodu. Do podobnych wniosków prowadzi analiza rzeźby w najbliższym sąsiedztwie obydwu stanowisk. Potwierdzenie powyższego przypuszczenia wymaga jednak weryfikacji przy użyciu innych metod badawczych i – przede wszystkim – uzupełnienia analiz o kolejne stanowiska we wschodniej i zachodniej części obszaru badań. Z już przeprowadzonych badań petrograficznych rysuje się jednak obraz dwukierunkowego napływu mas lodowych lądolodu Warty na ten obszar, postulowany m.in. przez Turkowską (2006) i Wachecką-Kotkowską (2015).

Dodatkowym aspektem przeprowadzonych badań petrograficznych osadów glacialnych było skorelowanie glin budujących dolną część północnego skłonu pagórka w Mąkolicach z osadami glacialnymi zlodowacenia san 2. Wnioski stratygraficzne przyczyniły się do stwierdzenia złożonej genezy tej formy i wyjaśnienia etapów jej kształtowania się (Wachecka-Kotkowska i in. 2012).

Autor serdecznie dziękuje Lucynie Wacheckiej-Kotkowskiej za wspólne badania terenowe oraz liczne dyskusje, które miały istotny wpływ na treść prezentowanego artykułu.

Prace badawcze zostały sfinansowane z grantu N N306 721140 „*Morfogeneza obszaru pomiędzy Radomskiem, Przedborzem i Piotrkowem Trybunalskim jako świadectwo uwarunkowań, przebiegu i roli najmłodszych zdarzeń glacialnych pogranicza Niżu i Wyżyn środkowej Polski*” oraz ze środków na działalność statutową Pracowni Geologii Wydziału Nauk Geograficznych UŁ.

## LITERATURA

- Balwierz Z., J. Goździk, B. Marciniak. 2006. „Palinologiczne i diatomologiczne badania osadów interglacjału mazowieckiego z odsłonięcia w kopalni Bełchatów”. *Przegląd Geologiczny* 54 (1): 61-67.
- Balwierz Z., J. Goździk, B. Marciniak. 2008. „Geneza masy jeziornej i warunki środowiskowe akumulacji limniczno-bagiennej w interglaciale mazowieckim w rowie Kleszczowa



- (środkowa Polska)". *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 428: 3-22.
- Baraniecka M.D., J. Goździk, J. Ziomek. 1995. „Lithologic, mineralogic and petrographic composition of tills from the vicinity of Bełchatów”. *Acta Geographica Lodziensia* 68: 29-46.
- Ber A., L. Lindner, L. Marks. 2007. „Propozycja podziału stratygraficznego czwartorzędu Polski”. *Przegląd Geologiczny* 55 (2): 115-118.
- Czerwinka J.A., D. Krzyszkowski. 1990. „Salian tills in the Bełchatów outcrop, central Poland”. *Bulletin of the Polish Academy of Sciences: Earth Sciences* 38: 63-75.
- Czerwinka J.A., D. Krzyszkowski. 1992. „Till characteristics and stratigraphy in the Kleszczów Graben (Central Poland)”. *Quaternary Studies in Poland* 11: 43-64.
- Czubla P. 2001. Eratyki fennoskandzkie w utworach czwartorzędowych Polski Środkowej i ich znaczenie stratygraficzne. *Acta Geographica Lodziensia* 80.
- Czubla P. 2006. „The stratigraphic significance of Indicator Erratics Counts from Glacial Deposits – An Example from Eastern Wielkopolska (Great Poland Lowland)”. *Archiv für Geschichtsbekunde [Festband Gerd Lüttig]* 5 (1-5): 177-190.
- Czubla P. 2015. Eratyki fennoskandzkie w osadach glacialnych Polski i ich znaczenie badawcze. Łódź: Wydawnictwo UŁ.
- Czubla P., J. Forysiak. 2013. Na czym stoi grodzisko w Tumie koło Łęczycy? – rezultaty badań petrograficznych na tle stratygrafii regionu. W: *Plejstocen przedpola Sudetów Środkowych*. XX Konferencja „Stratygrafia Plejstocenu Polski”. Lasocin 2–6 września 2013, 41-45.
- Czubla P., J. Forysiak, J. Petera-Zganiacz. 2010. „Lithological and petrographic features of tills in the Koźmin region and their value for stratigraphical interpretation of glacial Lake Koźmin deposits, Central Poland”. *Geologija* 52 (1/4): 1-8.
- Czubla P., J. Forysiak, J. Petera-Zganiacz, M. Grajoszek, M. Wiśniewska. 2013a. „Charakterystyka litologiczno-petrograficzna osadów czwartorzędowych w dolinie Warty (stanowisko Koźmin Północ)”. *Przegląd Geologiczny* 61 (2): 120-126.
- Czubla P., J. Forysiak, J. Twardy. 2013b. „Diamicton in Besiekierz (Central Poland) – how to avoid misinterpretation of superposition in Quaternary geology”. *Geological Quarterly* 57 (4): 629–636.
- Czubla P., D. Gałązka, M. Górka. 2006. „Eratyki przewodnie w glinach morenowych Polski”. *Przegląd Geologiczny* 54 (4): 352-362.
- Czubla P., L. Wachecka-Kotkowska. 2009. Pozycja stratygraficzna glin lodowcowych w Masłowicach (Wyżyna Przedborska) w świetle badań petrograficznych. W *Strefa marginalna lądolodu zlodowacenia warty i pojezierza plejstocenijskie na południowym Podlasiu*. XVI Konferencja „Stratygrafia Plejstocenu Polski”. Zimna Woda k. Łukowa 31 sierpnia–4 września 2009, 56-57.
- Gałązka D. 2004. Zastosowanie makroskopowych badań eratyków do określenia stratygrafii glin lodowcowych środkowej i północnej Polski. Maszynopis pracy doktorskiej. Warszawa: Archiwum Wydziału Geologii UW.
- Górka M. 2000. „Wybrane właściwości petrograficzne vistuliańskich moren dennych środkowej i zachodniej Wielkopolski oraz ich znaczenia dla oceny dynamiki ostatniego lądolodu”. *Prace Poznańskiego Towarzystwa Przyjaciół Nauk* 26: 1-145.
- Górka-Zabielska M. 2008. Fennoskandzkie obszary alimentacyjne osadów akumulacji glacialnej i glaciofluwialnej lobu Odry. Poznań: Wydawnictwo Naukowe UAM. Geografia 78.
- Lindner L. 1992. Stratygrafia (klimatostratygrafia) czwartorzędu. W *Cwartorzęd: osady, metody badań, stratygrafia*, 441-633. Warszawa: PAE.
- Lindner L. 2005. „Nowe spojrzenie na liczbę, wiek i zasięgi zlodowaceń środkowopolskich w południowej części środkowowschodniej Polski”. *Przegląd Geologiczny* 53 (2): 145-150.
- Lindner L., L. Marks. 2012. „O podziale klimatostratygraficznym kompleksu środkowopolskiego w plejstocenie Polski”. *Przegląd Geologiczny* 60 (1): 36-45.
- Lipka E. 2011. Zróżnicowanie cech petrograficznych osadów polodowcowych na Wysoczyźnie Lubuskiej. Maszynopis pracy doktorskiej. Poznań: Repozytorium Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu.
- Lüttig G. 1958. „Methodische Fragen der Geschichtsbeforschung”. *Geologisches Jahrbuch* 75: 361-418.
- Marczinski R. 1968. „Zur Häufigkeit und Verteilung von Geschieben in verschiedenen Korngrößen-Bereichen saaleglazialer Ablagerungen Norddeutschlands”. *Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Technischen Universität Hannover* 8: 74-86.
- Marks L., A. Ber, W. Gogolek, K. Piotrowska. 2006. Mapa Geologiczna Polski w skali 1:500 000. Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny.
- Meyer K.-D. 1983. Indicator pebbles and stone count methods. W: *Glacial Deposits in North-West Europe*, 275-287. Rotterdam: Balkema.
- Nunberg J. 1971. „Próba zastosowania metod statystycznych do badań zespołu głazów fennoskandyjskich występujących w utworach glacialnych północno-wschodniej Polski”. *Studia Geologica Polonica* 37: 1-103.

- Pawłowska K., H. Greenfield, P. Czubla. 2014. „'Steppe' mammoth (*Mammuthus trogontherii*) remains in their geological and cultural context from Bełchatów (Poland): A consideration of human exploitation in the Middle Pleistocene”. *Quaternary International* 326-327: 448-468.
- Puranen R. 1990. Modelling of glacial transport of tills. W *Glacial Indicator Tracing*, 15-34. Rotterdam: Balkema.
- Roman M. 2012. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000 ark. Gostynin (481). Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy Instytut Badawczy.
- Różycki S.Z. 1972. Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. Warszawa: PWN.
- Rudolph F. 2008a. Noch mehr Strandsteine; Sammeln und Bestimmen von Steinen an der Nord- und Ostseeküste. Neumünster (Wachholtz).
- Rudolph F. 2008b. Strandsteine; Sammeln und Bestimmen von Steinen an der Ostseeküste 8. Aufl. Neumünster (Wachholtz).
- Saarnisto M. 1990. An outline of glacial indicator tracing. W *Glacial Indicator Tracing*, 1-13. Rotterdam/Brookfield: Balkema.
- Schuddebeurs A.P. 1980/1981. „Die Geschiebe im Pleistozän der Niederlande”. *Der Geschiebesammler* 13: 163-178, 14: 33-40, 91-118, 147-198, 15: 73-90, 137-157, 181-187.
- Schulz W. 2003. Geologischer Führer für den norddeutschen Geschiebesammler, cw Verlagsgruppe. Schwerin.
- Smed P. 1993. „Indicator studies: a critical review and a new data – presentation method”. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 40: 332-340.
- Smed P. 1994, 2002 (2. wyd.). Steine aus dem Norden: Geschiebe als Zeugen der Eiszeit in Norddeutschland. Berlin–Stuttgart: Gebrüder Borntraeger.
- Turkowska K. 2006. Geomorfologia regionu łódzkiego. Łódź: Wydawnictwo UŁ.
- Vinx R. 2015 (4. wyd.; poprzednie w 2005, 2008, 2011). Gesteinsbestimmung im Gelände. Berlin, Heidelberg: Springer Spektrum.
- Vinx R., A. Grube, F. Grube. 1997. „Vergleichende Lithologie, Geschiebeführung und Geochemie eines Prä-Elster-I-Tills von Lieth bei Elmshorn”. *Leipziger Geowissenschaften* 5: 83-103.
- Virkkala K. 1974. On the Würmian till deposits in Finland. *Zeszyty Naukowe UAM, Geografia* 10: 59-80.
- Wachecka-Kotkowska L. 2015. Rozwój rzeźby obszaru pomiędzy Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedbórzem w czwartorzędzie. Łódź: Wydawnictwo UŁ.
- Wachecka-Kotkowska L., P. Czubla, M. Górską-Zabielska, E. Król. 2012. „Poligeneza pagóra w okolicach Mąkolice na wododziale Wisły i Odry na Wysoczyźnie Bełchatowskiej, region łódzki”. *Acta Geographica Lodziensia* 100: 161-178.
- Zandstra J.G. 1999. Platenatlas van noordelijke kristallijne gidsgesteenten, Foto's in kleur met toelichting van gesteentetypen van Fennoscandiavië. Leiden: Backhuys.

## INDICATOR ERRATICS ANALYSES IN GLACIAL TILLS AND THEIR SIGNIFICANCE FOR THE RECONSTRUCTION OF ICE-SHEET DYNAMICS OF THE AREA BETWEEN PIOTRKÓW TRYBUNALSKI, RADOMSKO AND PRZEDBÓRZ (CENTRAL POLAND)

### SUMMARY

**Abstract.** Petrographic studies of indicator erratics in glacial sediments revealed the existence of at least two lithotypes of glacial tills (marked S and O/W), differing in source area of moraine material. The older one (S), represented by glacial till in Mąkolice, was deposited by the last advance of South Polish Glaciation in the area. The younger lithotype (O/W) includes glacial sediments of Middle Polish Complex. Among them, two varieties (sublithotypes), probably deposited by separate ice masses (but not ice streams), can be distinguished. These sublithotypes are clearly recognizable only in the southern part of the area under research. Their relative spatial distribution and petrographic features confirm the validity of the conclusions based on the analysis of the relief, which suggests that the ice-sheet during the Middle Polish Glaciation (Odranian/Wartanian) entered the Piotrków region from two directions.

**Key words:** indicator erratics, petrographic analyses, glacial deposits, Quaternary stratigraphy, Wartanian ice-sheet, Łódź Region, Central Poland

Petrographic research of coarse gravel fraction in glacial sediments showed distinct spatial diversity of their petrographic composition. The

best results were achieved with an analysis of theoretical boulder centers (TBC), calculated on the basis of crystalline indicator erratics. Their

spatial distribution was analyzed together with a number of data from Central Poland (Czubla 2001, 2006). In the area under research, in glacial sediments it is possible to recognize two main lithotypes (S and O/W), distinctly different in proportions between indicator erratics derived in various regions of Fennoscandia.

The first of lithotypes (S) is characterized by sustainable, high proportions of erratic originating from the middle Sweden (Dalarna) and southern Sweden (Småland, Skåne, Blekinge). There are very few Åland, Baltic and Uppland erratics in this lithotype (Fig. 4). The theoretical boulder center for the till of this lithotype (Mąkolice) is extended far to the west (Fig. 8). It seems, therefore, that it could be reasonable to correlate Mąkolice till with the last (?) advance of South Polish ice-sheet.

In the other study sites tills of the second lithotype (O/W) are present. This lithotype (O/W) is characterized primarily by high proportion of Åland rocks and a low percentage of south-swedish erratics (Figs 2, 3, 5, 6, 7). A share of Dalarna rocks in this lithotype is very varied. Glacial till in Masłowice outcrop is extremely poor in Dalarna erratics. Its theoretical boulder center is located rather far to the south (Fig. 8). It is a location not too far from the TBC of erratics assemblage calculated for the till T2 in Bełchatów opencast mine, which is interpreted as belonging to the South Polish Glaciation (Czubla 2001). It should be noted that a high proportion of Åland erratics in the Masłowice till does not allow to assign it to deposits other than Odranian/Wartanian ones (Fig. 2).

Other erratics assemblages (Daniszewice, Moszczenica, Łazy Duże and Lewkówka samples) have theoretical boulder centers located in sector typical for Odranian/Wartanian (Middle Polish Complex) glacial deposits (see Czubla 2001, 2006). It is noted, however, that amongst them the diversity resulting from the varying stage of weathering exists. For heavily weathered sediments distinctive is a significant shift of their TBCs into the west (Figs 5, 6). Erratics assemblages in Lewkówka, Łazy Duże and

Moszczenica are – apart from a minor influence of weathering – very similar (Figs 5, 6, 7). This means that the glacial tills in these sites were deposited by the same mass of ice (ice current – *sensu* Czubla 2015). This assumption is also confirmed by analysis of the relief (Wachecka-Kotkowska 2015) and by the location of sites in the approximately meridional layout, which is consistent with generalized direction of ice-sheet advance in the study area.

Glacial sediments in Daniszewice and Masłowice have theoretical boulder centers located quite far to the east (Fig. 8). It results mainly from high percentage of Åland erratics. However, they vary in the contents of erratics originating from central and southern Fennoscandia. Daniszewice till is rather poor in south-swedish rocks and relatively rich in Dalarna erratics – sublithotype O/W<sub>1</sub> (Fig. 3). In Masłowice, the proportions between these two groups of indicator erratics are reversed – sublithotype O/W<sub>2</sub> (Fig. 2). It can therefore be assumed that the tills in these two sites were deposited by different ice masses – distinct ice currents (they were not ice streams, because no evidence of accelerated ice movement was observed). Analysis of relief in the immediate vicinity of both exposures leads to similar conclusions. Confirmation of this assumption requires verification using other research methods and – most of all – supplementation of the analysis with several sites in the eastern and western parts of the study area. The petrographic research already carried has shown bi-directional inflow of ice masses during the Odranian/Wartanian Glaciation (MIS 6) on Piotrków area, as it was suggested among others by Turkowska (2006) and Wachecka-Kotkowska (2015).

Another aspect of petrographic studies of glacial deposits was stratigraphic correlation of tills building lower part of the northern slope of the hill in Mąkolice with glacial sediments of Sanian 2 age (South Polish Complex). Stratigraphic conclusions helped to establish polygenic nature of this form and to identify the stages of its formation (Wachecka-Kotkowska *et al.* 2012).



## NOWE SPOJRZENIE NA DYNAMIKĘ ŁĄDOŁODU WARTY W STREFIE MARGINALNEJ NA MIĘDZYRZECZU KRZNY I BUGU (WSCHODNIA POLSKA)

### ZARYS TREŚCI

Artykuł prezentuje najnowsze wyniki badań prowadzonych nad genezą rzeźby glacialnej i dynamiką strefy marginalnej łądolodu warty w słabo dotychczas rozpoznanym obszarze międzyrzecza Krzny i Bugu we wschodniej Polsce. Zaprezentowany model odbiega znacząco od dotychczasowych poglądów, przyjmujących stan równowagi dynamicznej na linii maksymalnego zasięgu, a następnie recesję arealną. W świetle szczegółowych badań osadów glacialnych z wykorzystaniem analizy litofacialnej, łądolód warty charakteryzował się zróżnicowaną dynamiką lobów lodowcowych, tak w fazie transgresji, jak i recesji. Jak wskazuje porównanie z najnowszymi wynikami badań między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem, pogląd o istnieniu lokalnych lobów w strefie marginalnej łądolodu warty i ich zróżnicowanej (silnie uwarunkowanej morfologią i litologią podłoża przewarciańskiego) dynamice jest aktualny również w środkowej Polsce.

**Słowa kluczowe:** rzeźba glacialna, łądolód warty, międzyrzecze Krzny i Bugu, wschodnia Polska

### WPROWADZENIE

Warciańska rzeźba glacialna w Polsce od dawna była przedmiotem zainteresowania geomorfologów i geologów czwartorzędu (m.in. Kielhack 1919; Sawicki 1922; Zaborski 1927; Woldstedt 1929). Po drugiej wojnie światowej, jako szczególnie znaczące należy przypomnieć opracowania rekonstruujące genezę oraz warunki kształtowania warciańskiego krajobrazu glacialnego obszarów położonych na zachód od Wisły, w środkowej Polsce (por. Różycki 1967; Baraniecka i in. 1969), a od lat siedemdziesiątych także w regionie łódzkim (por. Klajnert 2004). Znacznie mniej prac prezentowało szczegółowe rekonstrukcje rzeźby, jak i dynamiki łądolodu warty we wschodniej Polsce. Zarys historii badań na wschód od Wi-

śły, z podkreśleniem międzyrzecza Krzny i Bugu, przedstawiono poniżej.

Niniejszy artykuł podsumowuje wyniki badań przeprowadzonych w latach 2007–2012 w strefie marginalnej łądolodu warty, w słabo wcześniej rozpoznanych lobach Liwca, Tocznej i Klukówki (Godlewska 2014). Zidentyfikowane cechy strefy marginalnej (małe loby) i przyczyny, które miały wpływ na przebieg i zróżnicowanie procesów glacialnych podczas transgresji i recesji łądolodu warty na międzyrzeczu Krzny i Bugu porównano z najnowszymi poglądami na temat strefy marginalnej łądolodu warty w południowo-wschodniej części regionu łódzkiego, szczególnie z wynikami badań cech tzw. lobu Pilicy-Luciąży, którego rekonstrukcja stanowi główny temat 103 tomu *Acta Geographica Lodziensia*.

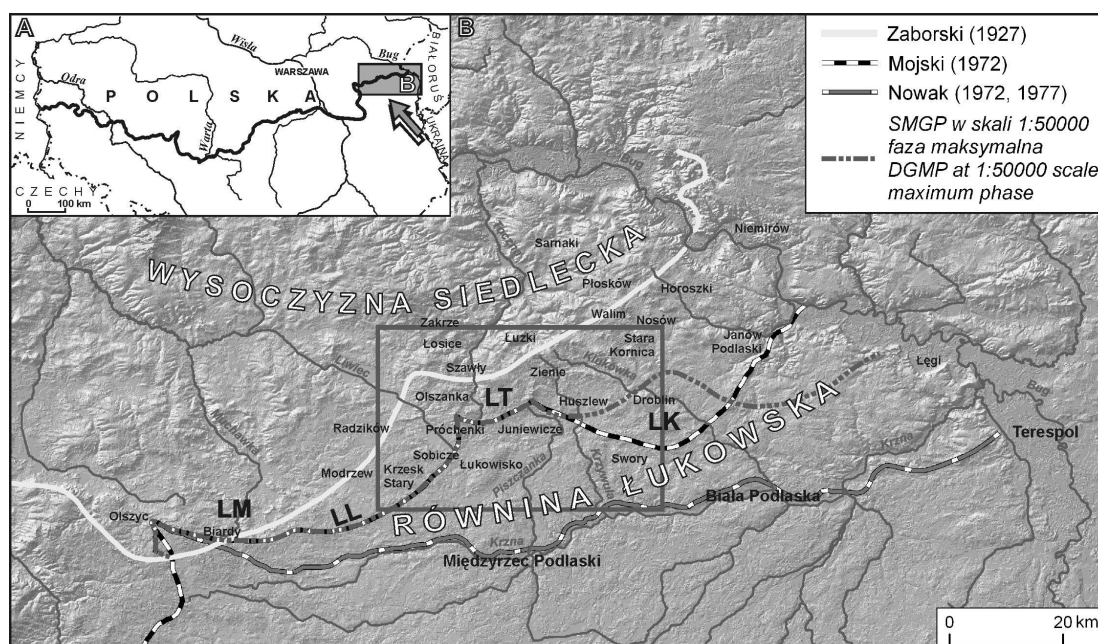
### ZARYS HISTORII BADAŃ

W historii badań glacialnych na wschód od Wisły, różnie kreślono linię maksymalnego zasięgu łądolodu warty na obszarze międzyrzecza Krzny i Bugu (rys. 1). Powstały również od-

miennie koncepcje rozwoju jego strefy marginalnej, różniące się stopniem rozpoznania geologiczno-geomorfologicznego (*vide* także Terpiłowski 1996).

---

\* Uniwersytet Marii Curie-Skłodowskiej w Lublinie, Wydział Nauk o Ziemi i Gospodarki Przestrzennej, Zakład Geologii i Paleogeografii, Al. Kraśnicka 2c,d, 20-718 Lublin, e-mail: anna.godlewska@poczta.umcs.lublin.pl



Rys. 1. Zasięg łądolodu warty: A – w Polsce (Marks i in. 2006); B – na międzyrzeczu Krzny i Bugu; nazwy lobów za Mojskim (1972), uzupełnione przez Terpiłowskiego (2000)

LM – lob Muchawki, LL – lob Liwca, LT – lob Tocznej, LK – lob Klukówki; ramką oznaczono obszar szczegółowych badań

Extent of the younger Saalian ice-sheet: A – in Poland (after Marks et al. 2006); B – in the interfluvium of the Krzna and Bug rivers; names of lobes after Mojski (1972), supplemented by Terpiłowski (2000)

LM – Muchawka Lobe; LL – Liwiec Lobe, LT – Toczna Lobe, LK – Klukówka Lobe; study area marked by a frame

Najstarsze opracowania przeglądowe prezentowały wyniki wielkoobszarowego kartowania geomorfologicznego, które wyjaśniało genezę rzeźby glacialnej głównie w oparciu o układ przestrzenny i wyrazistość morfologiczną form rzeźby, rzadziej o analizę geologiczną pojedynczych, często przypadkowych, odsłonień.

Według Zaborskiego (1927), łądolód warty w stadium podlaskim osiągnął maksymalny zasięg wzdłuż subrównoleżnikowego ciągu form polodowcowych między Olszycem a Walimem, tj. w przybliżeniu przebiegający wzdłuż granicy między mezoregionami: Wysoczyzny Siedleckiej i Równiny Łukowskiej (Kondracki 2004). Rozwój rzeźby tłumaczył on postojem łądolodu, na co miały wskazywać: ciąg moren czołowych oraz równiny sandrowe lewobrzeżnych dopływów Krzny, kierujące wody roztopowe do pradoliny Łukowsko-Pińskiej.

Znacznie większy na południe, aż po okolice Janowa Podlaskiego, zasięg łądolodu warty o charakterze lobowym (wzdłuż lobów: Liwca i Klukówki) zaprezentował Mojski (1972). Sugerował on również dwuetapowy rozwój strefy marginalnej, tj. podczas ich postoju (o którym świadczy ciąg moren czołowych na linii Olszyc–Juniewiczze–Janów Podlaski oraz sandry Krzny, Krzywuli i Klukówki), a następnie arealnego

zaniku (na co wskazują zagłębienia wytopiskowe Muchawki, Liwca, Piszczanki i Klukówki wraz z zespołem form szczelinowych i przetańowych).

Zdaniem Nowak (1973, 1977), łądolód warty sięgnął jeszcze dalej na południe, tj. aż po dolinę Krzny, nieznacznie przekraczając ją w okolicach Terespola. W świetle rekonesansowych badań do Mapy geologicznej Polski w skali 1: 200 000, zasięg ten przebiegał w przybliżeniu wzdłuż granicy między makroregionami: Niziny Południowopodlaskiej i Polesia Zachodniego, a rozwój rzeźby tego terenu tłumaczony był transgresją podczas tzw. fazy łosickiej. Dowodem na to miały być spiętrzone moreny czołowe w okolicach miejscowości Horoszki, a ich powstanie uwarunkowane poprzeczną barierą kredowo-trzeciorzędową zrębu łukowskiego. Po jego przekroczeniu łądolód „rozlał się” na znaczną przestrzeń, aż po dolinę Krzny, osiągając przy tym małą miąższość, ulegając spękaniom i rozpadowi, czego wynikiem są dominujące w krajobrazie strefy marginalnej: moreny martwego lodu, kemy, ozy i zagłębienia wytopiskowe. Natomiast, linie dawnych spęknięć wykorzystane zostały przez odpływ wód roztopowych, czego wyrazem są rozległe sandry i odwadniające je lewobrzeżne dopływy Krzny (Piszczanka, Krzywula, Klukówka).

Powyższe koncepcje stały się przedmiotem polemiki podjętej przez Falkowskiego i in. (1988) oraz Nitychoruka (1995).

Falkowski i in. (1988) zakwestionowali warciańską genezę rzeźby międzyrzecza Krzny i Bugu, wykluczając również pradoliną genezę doliny Krzny, natomiast rzeźbę niniejszego terenu powiązali oni z deglacją arealną, wynikającą z różnej miąższości lodu na wyniesieniach i w obniżeniach obszaru. Świadectwem tego miały być „kemy pogrzebane”, „poziomy równinno-akumulacyjne” oraz zagłębienia wytopiskowe, wykorzystywane obecnie przez rzeki, m.in. Bug, Krznię, Czyżówkę, Leśną czy Klukówkę.

Tymczasem Nitychoruk (1995) nie wypowiedział się w kwestii wieku rzeźby niniejszego obszaru, a zatem i w kwestii zasięgu lądolodu warciańskiego. Genezę rzeźby międzyrzecza wiązał on z glaciostatycznymi ruchami podłoża. Wskutek obciążenia lądolodem nastąpiło odnowienie ruchów pionowych w rowach tektonicznych (Łosic, Janowa Podlaskiego, Międzyrzecza Podlaskiego i Białej Podlaskiej), w których następnie dochodziło do glacitektonicznych zaburzeń osadów przez zalegające w nich bryły lodowe. Natomiast, w obrębie zrębów tektonicznych dochodziło do spękań, powstawania szczelin lodowych i postępującej wzdłuż nich ablacji powierzchniowej.

Najnowsze opracowania przedstawiają szczegółowe rozpoznanie geologiczne międzyrzecza Krzny i Bugu. W jego skład weszły równoległe przebiegające: 1) kartowanie geologiczne na potrzeby opracowania Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1: 50 000 (Brzezina 2000; Dyjor, Brzezina 2000; Albrycht 2004a); 2) analizy sedymentologiczne osadów glacygenicznych (Terpiłowski 2000, 2001) oraz 3) analizy petrograficzne glin lodowcowych (Lisicki 2003)

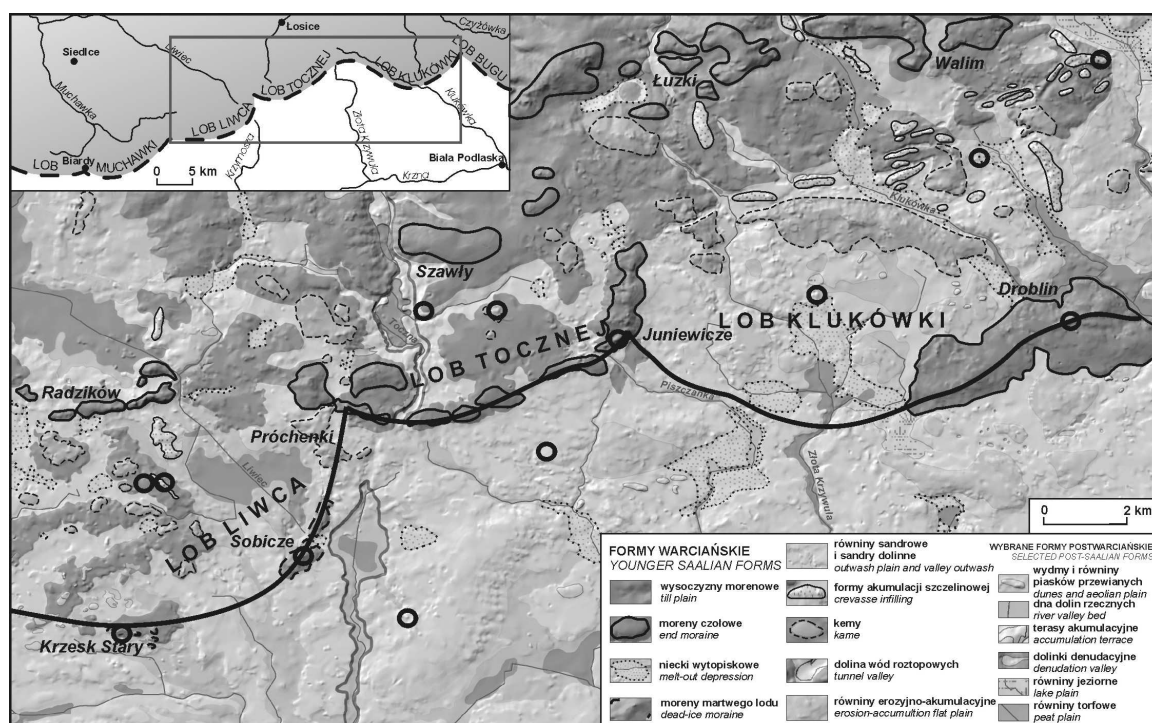
Dla rozpoznania zasięgu strefy marginalnej lądolodu warciańskiego na międzyrzeczu Krzny i Bugu istotną rolę odegrało kartowanie geologiczne, w tym głębokie wiercenia badawcze w miejscowościach: Zakrze i Płosków koło Sarnak (Albrycht 2004a). Na ich podstawie stwierdzono dwudzielność serii warciańskich osadów glacygenicznych, w tym dwóch pokładów gliny zwałowej. W połączeniu z analizą rzeźby terenu dało to podstawę do wyznaczenia dwóch faz nasunięcia lądolodu: maksymalnej (I faza) na linii Próchenki–Juniewiczze–Droblin oraz postmaksymalnej (II faza) na linii Radzików–Szawły–Łuzki–Walim (rys. 1B; Albrycht i in. 2000). Według wyżej zaprezentowanych poglądów, wcześniej strefę

marginalną lądolodu warciańskiego lokowano zarówno w pozycji I fazy (maksymalnej) – por. Mojski (1972), jak i II fazy (postmaksymalnej) – por. Zaborski (1927), Lindner (1988).

Zgodnie z najnowszym obrazem, wynikającym z kartowania geologiczno-geomorfologicznego, zasięg maksymalny lądolodu warciańskiego kreślony jest w obrębie trzech lobów lodowcowych (rys. 2): Liwca, Tocznej i Klukówki wzdłuż: a) moren martwego lodu na linii Krzesk Stary–Próchenki oraz moren czołowych akumulacyjnych na linii: Próchenki–Juniewiczze–Droblin wraz z odpływem sandrowym na linii Łukowisko–Swory oraz b) płatami wysoczyzn morenowych płaskich wraz z odpływem sandrowym na linii Nosów–Horoszki Duże–Niemirów. Zaplecze strefy marginalnej stanowią przede wszystkim: a) kemy (m.in. w okolicach Modrzewia, Olszanki, Zieni, Starej Kornicy); b) formy akumulacji szczelinowej (m.in. w okolicach Izdebek oraz na linii Zienie–Stara Kornica); c) zagłębienia wytopiskowe (m.in. w okolicach Huszlewa). Wymienione formy przedpola i zaplecza stały się podstawą przyjęcia rozwoju strefy marginalnej lądolodu w dwóch etapach, tj. podczas jego postępu, a następnie arealnego zaniku.

Badania petrograficzne frakcji drobnoziarowej (średnica 5–10 mm) glin lodowcowych potwierdziły litotyp gliny warciańskiej W<sub>2</sub> (1,4–0,8–1,4) o lobowym zasięgu (Lisicki 2003). Za zbieżnością zasięgu gliny warciańskiej z wyrazistym ciągiem wzniesień strefy marginalnej lądolodu warciańskiego o charakterze lobowym, zbliżonym do zasięgu Mojskiego (1972), opowiedzieli się Marks i Pavlovskaya (2006).

Szczegółowe badania sedymentologiczne dla rozpoznania zasięgu i dynamiki strefy marginalnej lądolodu warciańskiego przeprowadził Terpiłowski (2000, 2001). Przy zastosowaniu analizy litofacjalnej, autor dokonał wyróżnienia lobów: Muchawki i Liwca, wzdłuż zasięgu kreślonego przez Mojskiego (1972), oraz lobu Bugu wzdłuż zasięgu w przybliżeniu kreślonego przez Lindnera (1988). Ponadto, dokonał on identyfikacji środowisk depozycyjnych i na jej podstawie – genezy form glacygenicznych lobu Muchawki. Jego rozwój powiązał on z dwoma stanami dynamicznymi lądolodu: 1) stacjonarnego, znaczonego przez grupę stożków sandrowych (końcowych i recesyjnych) i zespoły stożkowo-ozowe oraz 2) podlegającego zanikowi arealnemu, o czym świadczą obecność kemów, teras kemowych i równin glacyfluwalnych. Była to jedyna tak szczegółowa praca rekonstruująca rzeźbę polodowcową najbardziej zachodniej części międzyrzecza Krzny i Bugu.



Rys. 2. Szkic geomorfologiczny obszaru badań na podstawie Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Krzesk (Brzezina 2000), Swory (Dyjor, Brzezina 2000), Sarnaki (Albrycht 2004a)

kółkami oznaczono badane odsłonięcia

Geomorphological sketch of the research area based on the Detailed Geological Map of Poland 1:50 000, Krzesk sheet (Brzezina 2000), Swory sheet (Dyjor, Brzezina 2000), Sarnaki sheet (Albrycht 2004a)

examined outcrops marked by circles

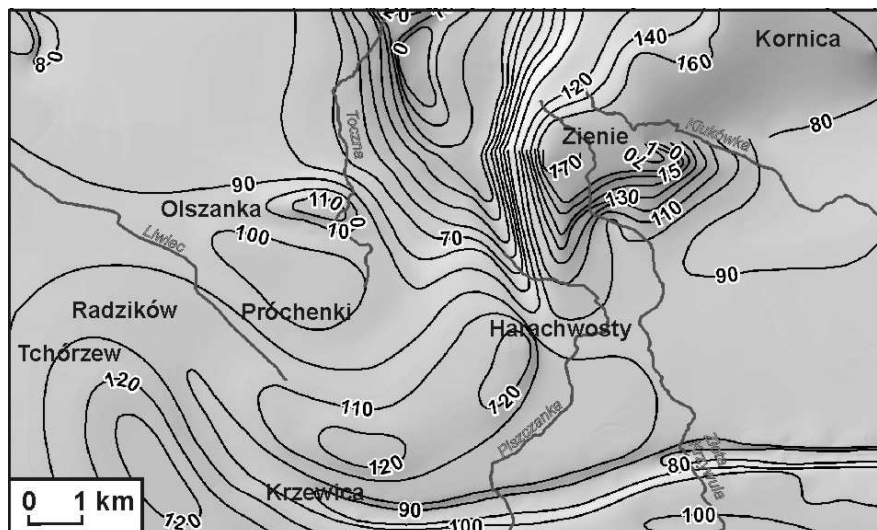
## OBSZAR BADAŃ

Szczegółowe badania przeprowadzono w środkowym odcinku strefy marginalnej lądolodu warty na międzyrzeczu Krzyny i Bugu we wschodniej Polsce (rys. 1), tj. w obrębie form marginalnych lobów: Liwca, Tocznej i Klukówki. Lokuje się on pomiędzy opracowanym sedymentologicznie lobem Muchawki (*vide* Terpiłowski 2001), a lobem Bugu, którego badania są utrudnione w związku z położeniem transgranicznym. Obszar obejmuje fragment pasa subbrównoleżnikowych wałów i pagórków, stanowiącego granicę mezoregionów fizycznogeograficznych: Równiny Łukowskiej i Wysoczyzny Siedleckiej (wg Kondrackiego 2004). Ich północną granicę wyznacza ciąg moren czołowych akumulacyjnych i spiętrzonych z II fazy nasunięcia lądolodu warty na linii Radzików–Szawły–Łuzki–Walim (rys. 2).

Obszar badań zlokalizowany jest w lubelsko-podlaskiej części południowo-zachodniego skłonu prekambryjskiej platformy wschodnioeuropejskiej, w obrębie jej mniejszej jednostki – prekarbońskiego zrębu łukowskiego (Żelichowski

1972). Dobrze rozpoznana budowa geologiczna tego obszaru obejmuje osady prekambryjskie, paleozoiczne i mezozoiczne o niepełnym profilu stratygraficznym, zalegające na głębokości od 750 m p.p.m. do 25 m n.p.m. (Żelichowski, Kozłowski 1983). Natomiast, ciągła, zwarta pokrywa osadowa obejmuje osady paleogeńskie i neogeńskie (o zróżnicowanej miąższości 10–70 m). Istotną jej cechą jest urozmaicone morfologicznie podłoże, zbudowane z szeregu garbów (Tchórzewa, Próchenek, Harachwostów, Zienie-Kornica), układających się na linii SW–NE z kulminacjami do 100–170 m n.p.m. (rys. 3). Rozdzielają je poprzecznie głębokie (30–120 m), kopalne doliny/depresje glacictoniczne (Radzików–Krzewica, pra-Liwca, Harachwosty–Łosice), których dna zalegają na wysokości 0–100 m n.p.m. Tak morfologicznie urozmaicone podłoże lokalnie, w rejonie przedczwartorzędowego garbu Zienie-Kornica, odsłania na powierzchni osady mezozoiczne i paleogeńskie (Brzezina 2000; Dyjor, Brzezina 2000; Albrycht 2004a, b).





Rys. 3. Ukształtowanie powierzchni podłoża podczwartorzędowego obszaru badań

(por. rys. 2); na podstawie Szkiców podłoża w Objaśnieniach do Szczegółowej mapy geologicznej Polski, arkusze: Krzesk (Brzezina 2000), Swory (Dyjor, Brzezina 2000), Samaki (Albrycht 2004a)

#### Topography of pre-Quaternary substratum of the study area

(compare with Fig. 2); on the basis of Sketches of substratum in Explanations to Detailed Geological Map of Poland 1:50 000, Krzesk sheet (Brzezina 2000), Swory sheet (Dyjor, Brzezina 2000), Samaki sheet (Albrycht 2004a)

Pokrywa osadów czwartorzędowych jest na ogół zwarta. Największa miąższość osadów czwartorzędowych (do około 180 m) występuje w kopalnych dolinach i w depresji glacictonicznej (na linii Tchorzew–Krzewica, pra-Liwiec, Harachwosty–Łosice). Osady warciańskie podścielone są osadami preglacjalnymi oraz glacicgenicznymi ze zlodowaceń nidy, sanu 1, sanu 2, odry, a także interglacjalnymi z interglacjalów podlaskiego, ferdynandowskiego, mazowieckiego i lubelskiego. Osiągają one miąższość do 80 m. Osady warciańskie tworzą na ogół zwartą pokrywę o miąższości od 5 do 15 m. Osady powierzchniowe reprezentowane są przez: 1) gliny zwałowe, piaski i żwiry lodowcowe, 2) piaski i żwiry: wodnolodowcowe, moren czołowych, moren martwego lodu oraz akumulacji szczelinowej; 3) piaski, żwiry i mułki kemów oraz 4) piaski, żwiry i gliny wytopiskowe. Osady warciańskie nadbudowane są osadami postwarciańskimi o miąższości 7 m, pochodzącymi z: vistulianu – występują głównie w dolinach rzecznych (Kratówki, Liwca, Krzymoszy, Tocznej, Piszczanki, Złotej Krzywuli, Klukówki, Kałuży); przełomu vistulianu/holocenu – lokują się w obszarach pozadolinnych oraz z holocenu – pojawiają się w zagłębieniach okresowo przepływowych i bezodpływowych (Brzezina 2000; Dyjor, Brzezina 2000; Albrycht 2004a, b).

Osady warciańskie strefy marginalnej lądolodu warty budują formy krawędzi lodowej oraz jej przedpola i zaplecza (rys. 2). Do form krawędzi lodowej należy subbrównoleżnikowy ciąg moren czołowych końcowych i moren martwego lodu na linii Krzesk Stary–Sobicze–Próchenki–Juniewiczze–Droblin, o wysokości bezwzględnej do 180 m n.p.m. Na przedpolu ciągu form krawędzi lodowej rozciąga się równina sandrowa o wysokości bezwzględnej 150–165 m n.p.m. Jej powierzchnia jest pochylona ku południowi i podzielona na szereg dolin lewobrzeżnych dopływów Krzyny, tj. Krzymoszy, Piszczanki, Złotej Krzywuli. Zaplecze ciągu form krawędzi lodowej stanowi zróżnicowany zespół form glacicgenicznych, o wysokości bezwzględnej 150–175 m n.p.m. Główne jego elementy mają orientację subbrównoleżnikową lub subpołudnikową (równoległą lub poprzeczną do ciągu form krawędzi lodowej). Orientację subbrównoleżnikową posiadają garby wysoczyzn morenowych, ciągi kemów lub form szczelinowych, sandry dolinne oraz niecka wytopiskowa Złotej Krzywuli, natomiast subpołudnikową – równiny erozyjno-akumulacyjne wód roztopowych, ciąg form szczelinowych górnego Liwca, niecki wytopiskowe Klukówki, Kałuży i Czyżówki oraz dolina wód roztopowych Tocznej.

## METODY BADAWCZE

W celu rekonstrukcji dynamiki lądolodu warty na międzyrzeczu Krzny i Bugu zastosowano procedurę analizy litofacjalnej, przyjmowaną w badaniach stref glacialmarginalnych (*vide* Kasprzak, Kozarski 1984; Brodzikowski 1992), zgodnie z którą przeprowadzono: a) rozpoznanie sytuacji morfologicznej i geologicznej warciańskich osadów glacialogenicznych oraz b) szczegółowe studia sedymentologiczne – analizę litofacjalną *sensu stricto* oraz mezostrukturalną warciańskich osadów glacialogenicznych w reprezentatywnych stanowiskach badawczych.

W celu rozpoznania sytuacji morfologicznej warciańskich osadów glacialogenicznych w lobach lodowcowych, na podkładzie Mapy topograficznej Polski w skali 1: 25 000 wykonano numeryczne modele terenu (NMT) i wykreślono mapę morfolineamentów, którą wykorzystano do rekonstrukcji kierunków nasunięcia poszczególnych lobów wzdłuż form podłużnych oraz ich postojów wzdłuż form poprzecznych.

Dla rozpoznania sytuacji geologicznej warciańskich osadów glacialogenicznych dokonano

inwentaryzacji 28 odsłoneń oraz wykorzystano materiały publikowane i archiwalne Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1: 50 000, arkuszy: Krzesk (Brzezina 2000), Swory (Dygor, Brzezina 2000) oraz Sarnaki (Albrycht 2004a). Na ich podstawie wytypowano 13 stanowisk badawczych (rys. 2). Rozpoznane w ich obrębie przewodnie cechy osadów glacialmarginalnych (litologia, deformacje) pozwoliły na reambulację powierzchniowego obrazu geologicznego badanego obszaru. Dokonano wydzielenia diagnostycznych dla interpretacji paleośrodowiskowej i paleogeograficznej osadów glacialogenicznych, tj.: diamikton glacialny, żwiry i piaski zaburzone glacialtektonicznie, żwiry i piaski glacialfluwalne, piaski i żwiry glacialfluwalne, mułki i/lub piaski glacialimniczne, piaski diamiktonowe. Zasięg przestrzenny poszczególnych jednostek litogenetycznych określono w oparciu o ich morfologię oraz analizę archiwalnych wierceń.

DYNAMIKA ŁĄDOŁODU WARTY W STREFIE MARGINALNEJ  
NA MIĘDZYRZECZU KRZNY I BUGU

W wyniku przeprowadzonej szczegółowej analizy morfologicznej, litofacjalnej i strukturalnej osadów glacialmarginalnych lobów Liwca, Tocznej i Klukówki, powiązano je z typami form glacialmarginalnych (rys. 4), a te kolejno z trzema stanami dynamicznymi lodu: transgredującego, na co wskazują wysoczyzny morenowe oraz moreny pchnięte; stacjonarnego, o czym świadczą moreny czołowe akumulacyjne, pagórki po wałach lodowo-morenowych i równiny sandrowe; martwego – na co wskazują kemy i terasy kemowe.

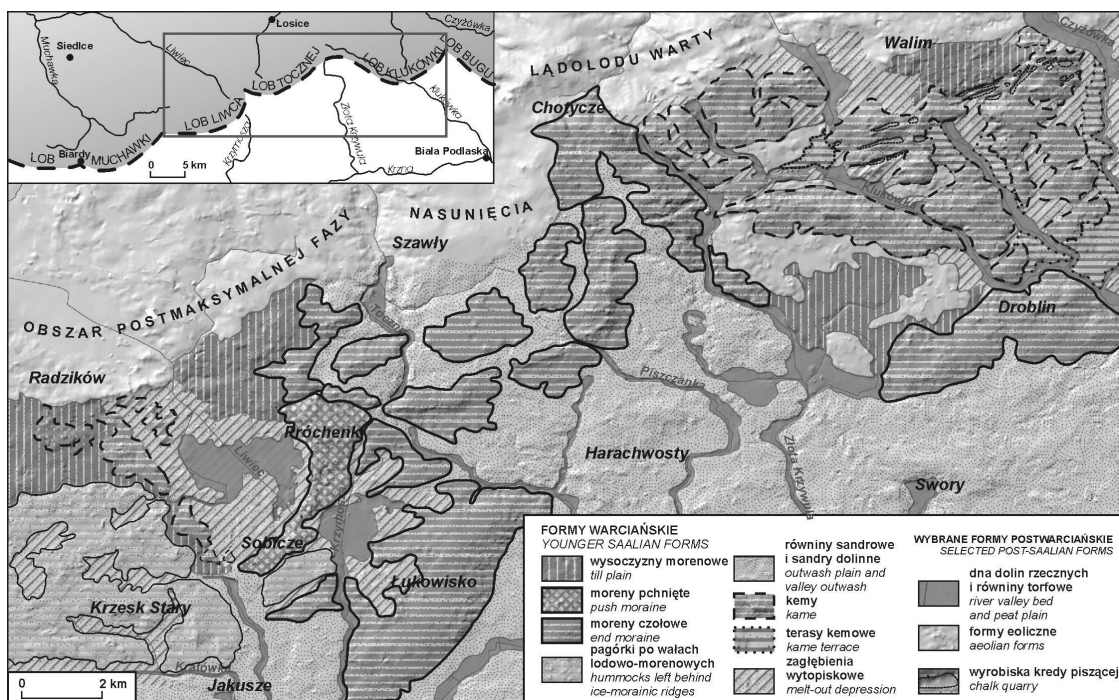
Interpretacja genetyczna form rzeźby strefy marginalnej lądolodu warty na międzyrzeczu Krzny i Bugu oraz ich rozkład przestrzenny wskazują na różną dynamikę lobów lodowcowych (rys. 5), tj.:

- strefa marginalna lobu Liwca kształtowana była przez lód transgresywny oraz podlegający recesji frontalnej i arealnej;
- strefa marginalna lobu Tocznej kształtowana była przez lód podlegający recesji frontalnej;

- strefa marginalna lobu Klukówki kształtowana była przez lód transgresywny, stacjonarny oraz podlegający recesji arealnej.

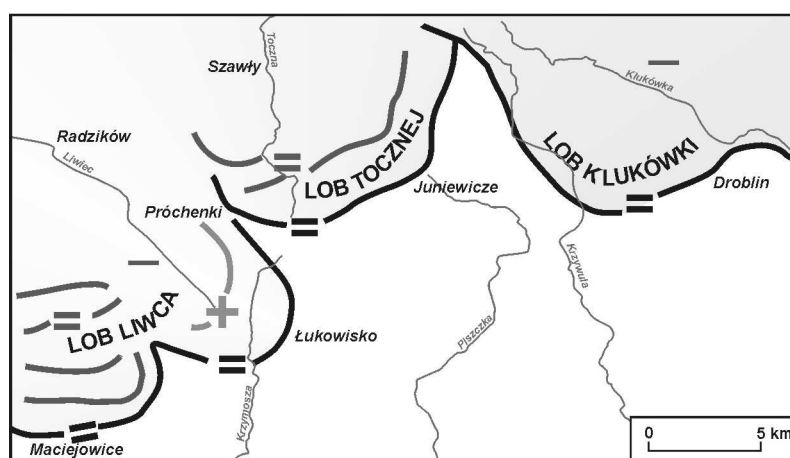
Zrekonstruowany obraz zdarzeń glacialogenicznych w strefach marginalnych lobów Liwca, Tocznej i Klukówki pozwolił na określenie prawidłowości dla okresu transgresji i recesji lądolodu warty na międzyrzeczu Krzny i Bugu.

Odtworzone warunki paleośrodowiskowe form z transgresji lądolodu pozwalają na dwie generalne konkluzje. Subrównoleżnikowy układ moren końcowych na linii Maciejowice–Juniewiczze–Droblin (rys. 5) oraz generalnie poprzeczne do nich ukierunkowanie dłuższych osi klastów w glinach bazalnych, wskazuje transgresję lądolodu w poszczególnych lobach w kierunku SE. Natomiast, wzajemne „zachodzenie” ciągów moren końcowych na granicy lobów lodowcowych, przy jednoczesnym braku wykształconych stref interlobowych (*sensu* Punkari 1997), wskazuje na diachroniczność nasunięcia lądolodu warty. Najszybciej nasuwał się on w lobie Liwca,



Rys. 4. Szkic geomorfologiczny na podstawie Godlewskiej (2014)

Geomorphological sketch according to Godlewska (2014)



Rys. 5. Stany dynamiczne lobów Liwca, Tocznej i Klukówki lądolodu warty na międzyrzeczu Krzyny i Bugu według Godlewskiej (2014)

„—” – recesja frontalna, „- - -” – awans, „...” – recesja arealna

Dynamic states of the the Liwiec, Toczna and Klukówka lobes of the younger Saalian ice-sheet in the interfluvium of the Krzyna and Bug rivers according to Godlewska (2014)

„—” – frontal recession, „- - -” – advance, „...” – areal recession

następnie w lobie Tocznej, a najwolniej w lobie Klukówki. Zróżnicowanie prędkości nasunięcia czoła w lądolodach plejstoceniowych było często tłumaczone różną morfologią podłoża podlodowego (sąsiedztwo barier orograficznych i zgodnych z kierunkiem nasunięcia obniżen dolinnych) (por. m.in. Krzyszkowski, Zieliński 2002; Do-

browolski, Terpiłowski 2006; Godlewska, Terpiłowski 2012). W strefie marginalnej lądolodu warty na międzyrzeczu Krzyny i Bugu, obecność zgodnej z kierunkiem nasunięcia lobu Liwca kopalnej doliny pra-Liwca, sprzyjającej najszybszemu „płynięciu” lodu oraz obecność na drodze nasunięcia lobu Klukówki bariery orogra-

ficznej w postaci złuskowanego garbu kredowo-paleogeńskiego, hamującego ruch lobu, wskazują na istotną rolę morfologii podłoża w różnicowaniu się prędkości przemieszczania się lądolodu warty.

Zrekonstruowane warunki paleośrodowiskowe form z recesji lądolodu, tj. obecność zróżnicowanych morfodynamicznie form recesyjnych: stacjonarnej krawędzi lodowej (moreny czołowe, pagórki po wałach lodowo-morenowych, sandry) oraz martwego lodu (kemy i terasy kemowe), wskazują dwa odmienne typy recesji: frontalnej i arealnej. Ponadto, rozkład przestrzenny form deglacjacji frontalnej i arealnej dowodzi zróżnicowanej dynamiki lodu w poszczególnych lobach.

Dwa odmienne typy akumulacyjnych form krawędzi lodowej w strefie marginalnej lobu Liwca (pagórki po wałach lodowo-morenowych) i Tocznnej (moreny czołowe akumulacyjne i sandry) wskazują na różny mechanizm i tempo cofania krawędzi lodowej. Recesja lobu Liwca poprzez wyodrębnienie z jego aktywnego czoła wałów lodowo-morenowych zachodziła wolniej niż lobu Tocznnej, w którym następowało „klasyczne” (dla tradycyjnie pojmowanej recesji frontalnej) cofanie się krawędzi lodowej. Mogło to wynikać z większej efektywności depozycji supraglacjalnej w strefie krawędzi lodowej lobu Liwca, prowadzącej do konserwacji trzonów lodowych.

Dwa odmienne typy genetyczne form krawędzi lodowej w strefie marginalnej lobu Liwca, tj. ciąg moren pchniętych w pre-warciańskiej dolinie Liwca i ciągi pagórków po wałach lodowo-morenowych w obszarze pozadolinnym, dowodzą lokalnej dyferencjacji dynamiki lądolodu w trakcie recesji, znaczonej ponownym awansem w pre-warciańskiej dolinie Liwca.

Powszechna obecność kemów i teras kemowych w strefie glacialnej lobu Klukówki

oraz ograniczona jedynie do wąskiego, subpołudnikowego pasa w strefie glacialnej lobu Liwca, a także brak ich w strefie glacialnej lobu Tocznnej, dowodzi wyraźnego, lokalnego zróżnicowania obszarów objętych deglacją arealną. Obszar międzyrzecza Krzny i Bugu nie był więc zajęty wyłącznie przez lód martwy, jak to przyjmowali Falkowski i in. (1988) oraz Nitychoruk (1995). Nie był to także, jak to sugeruje się w świetle najnowszych badań geologiczno-geomorfologicznych (Brzezina 2000; Dyjor, Brzezina 2000; Terpiłowski 2001; Albrycht 2004a, b), obszar, w którym po postojach lądolodu na linii maksymalnego zasięgu przechodził on w stan lodu martwego.

Obecność w strefie glacialnej lobu Klukówki, w wyższych pozycjach hipsometrycznych kemów glacialnych, a w niższych – glacialnych teras kemowych, jest świadectwem powszechnie przyjmowanego stopniowego rozpadu lądolodu: inicjalnego z sedimentacją ograniczoną do izolowanych „zbiorników” – kemy oraz zaawansowanego z lokalnym wpływem wód – terasy kemowe (por. Baraniecka 1969; Musiał 1992; Gruszka, Terpiłowski 2015). Ponadto, duża wyrazistość morfologiczna kemów i miększe serie budujących je osadów dowodzą wysokiej efektywności depozycji supraglacjalnej w inicjalnej fazie martwego lodu. Sprzyjała temu struktura lodu odziedziczona z okresu transgresji lądolodu, a w szczególności ich wzbogacenie w materiał mineralny wskutek kompresji na dolodowo nachylonych stokach podłoża. Na podobne uwarunkowania formowania kemów wskazywał m.in. Terpiłowski (2007, 2008).

#### STREFA MARGINALNA LĄDOŁODU WARTY W CENTRALNEJ I WSCHODNIEJ POLSCE – ANALIZA PORÓWNAWCZA

Zaprezentowane wyniki badań ze strefy marginalnej lądolodu warty we wschodniej Polsce nawiązują do licznych, również i najnowszych wyników badań nad jego zasięgiem i dynamiką w środkowej Polsce, tj. w regionie łódzkim. Dotyczy to w szczególności lobowego kształtu czoła i zróżnicowanej dynamiki lądolodu oraz wpływu podłoża na tę dynamikę.

Podobieństwo odcinka wschodniego do zasięgu lądolodu warty w obszarze łódzkim wyraża się czołem o wybitnie lobowym kształcie. Potwierdza ją to liczne opracowania, w których maksymalny

zasięg lądolodu kreślony był wzdłuż zachodniego lobu Widawki oraz wschodniego lobu Rawki, z obecnością charakterystycznego, ekstraglacjalnego obszaru, rozciągającego się na SE od Łodzi (por. Różycki 1967; Klatkova 1972). Lobowy kształt czoła potwierdza również reinterpretowany, w miarę postępu badań, znacznie większy na południe zasięg lobu Rawki (m.in. Baraniecka i in. 1969; Rdzany 1997, 2009; Klajnert 2004). Poglądy te uwzględniono na przeglądowej Mapie geologicznej Polski w skali 1:500 000 (por. Marks i in. 2006). Najnowsza

hipoteza zasięgu lobu Pilicy-Luciaży do linii Wzgórz Radomszczańskich i Garbu Przedborskiego oraz konfluencji tego lobu z lobem Widawki wzdłuż osi garbu łódzkiego znacznie rozbudowuje obraz strefy marginalnej lądolodu warty w SE części regionu łódzkiego (Turkowska 2006; Wachecka-Kotkowska 2015).

Dynamika strefy marginalnej lądolodu warty w środkowej Polsce była zróżnicowana, podobnie jak w Polsce wschodniej. Wielkoobszarowe loby lodowcowe wyróżniane w opisach przeglądowych, np. lob południowowielkopolski, dzieliły się na mniejsze loby regionalne jak np. Proсны, Warty i Widawki, a te z kolei na jeszcze mniejsze loby lokalne – Grabi, Neru, itd. (Turkowska 1993, 2006). Zanik lądolodu warty w środkowej Polsce był zatem porównywalny do tego w Polsce wschodniej. Obszar regionu łódzkiego nie podlegał wyłącznie deglacji arealnej, jak to wcześniej przyjmowano (por. Klajnert 1978; Rdzany 1997). Ponadto, rekonstrukcje paleogeograficzne rzeźby i sedymentologiczne osadów wykazały wystąpienie krótkich etapów uaktywnienia lóbów lodowcowych podczas zaniku lądolodu (por. Turkowska 1993; Rdzany

2009; Wachecka-Kotkowska 2015). Wskazuje to na podobieństwo z ponownym awansem lądolodu warty w lobie Liwca.

Podział na loby, jak i dynamika lądolodu warty w regionie łódzkim uwarunkowane były konfiguracją podłoża pre-warciańskiego. Lód awansujący po podłożu o niższych wysokościach i niekiedy odlodowym pochyleniu był bardziej miękki, aktywniejszy i mający zdolność do znacznie szerszego rozprzestrzenienia, aż do naturalnego wygaśnięcia. Natomiast, poprzeczne bariery podłoża i ich dolodowe nachylenie powodowały, że nasuwający się lądolód stawał się słabszy i wolniejszy, a jego ruch ustawał w sposób nagły i wymuszony. Takie poglądy przedstawiane od dawna w skali regionalnej (Klatkowska 1972; Krzemiński 1974; Klajnert 1978; Rdzany 1997, 2009; Turkowska 2006), zostały ostatnio potwierdzone w obszarze na południowy wschód od Łodzi, w tzw. lobie Pilicy-Luciaży (*vide* Wachecka-Kotkowska 2015). Wpisują się w nie również wyniki badań nad dynamiką transgresji i recesji lądolodu warty w lobach Liwca i Klukówki we wschodniej Polsce.

## WNIOSKI

Kompleksowe studia zespołu form glacialnych lobu Liwca, Tocznej i Klukówki lądolodu warty we wschodniej Polsce, z zastosowaniem analiz: morfologicznej, sedymentologicznej oraz mezostrukturalnej osadów glacialnych, pozwalają na sformułowanie głównych wniosków:

1. Transgresja lądolodu na linię maksymalnego zasięgu (Maciejowice–Łukowisko–Juniewiczze–Droblin) następowała z NW i była diachroniczna, tj. kolejno nasuwały się: lob Liwca → lob Tocznej → lob Klukówki.

2. Zanik lądolodu był zarówno frontalny, jak i arealny. Tempo recesji frontальной lądolodu było przestrzennie zróżnicowane, a zanik arealny lądolodu zachodził w dwóch fazach – inicjalnej i zaawansowanej.

3. Zaprezentowany model dynamiki strefy marginalnej lądolodu warty na międzyrzeczu Krzny i Bugu znacznie odbiega od proponowanych wcześniej koncepcji i rekonstrukcji tej dynamiki. Jak udowodniono, nie był to lądolód wyłącznie w stanie równowagi dynamicznej na linii maksymalnego zasięgu, a następnie podlegający zanikowi powierzchniowemu. Był to lądolód o zróżnicowanej dynamice, tak w fazie transgresji, jak i recesji. Tak zróżnicowana dynamika lądolodu warty we wschodniej Polsce jest porównywalna do tej w innych częściach Polski, m.in. w regionie łódzkim. Na zróżnicowanie tej dynamiki znaczący wpływ miała konfiguracja podłoża prewarciańskiego.

## LITERATURA

Albrycht A., R. Brzezina, S. Terpiłowski. 2000. Zasięgi lądolodu warciańskiego w górnej części dorzecza Tocznej (Wysoczyzna Siedlecka). W *Stratygrafia czwartorzędu i zanik lądolodu na Pojezierzu Kaszubskim*. VII

Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”, Łączyń, 4-8 września 2000, 53. Gdańsk: Państwowy Instytut Geologiczny.

- Albrycht A. 2004a. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Sarnaki wraz z objaśnieniami. Warszawa Wydawnictwo PIG.
- Albrycht A. 2004b. Strefa marginalna lądolodu zlodowacenia warty w okolicy Kornicy (Wysoczyzna Siedlecka). W *Zlodowacenie warty w Polsce*, 135-152. Lublin: Wydawnictwo UMCS.
- Baraniecka M.D. 1969. „Klasyfikacja form kemo-wych na tle typów i dynamicznych etapów deglacjacji”. *Kwartalnik Geologiczny* 2, 50: 442-458.
- Baraniecka M.D., Z. Sarnacka, S. Skompski. 1969. „Stratigraphy of sediments and palaeomorphology of the marginal zone of the Warta stadial”. *Geographia Polonica* 17: 55-72.
- Brodzikowski K. 1992. Paleogeograficzne podstawy badań glacialimicznych środowisk sedymentacyjnych. W *Materiały Letniej Szkoły Sedymentologicznej*, 57-88. Murzynowo.
- Brzezina R. 2000. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1: 50 000, ark. Krzesk wraz z objaśnieniami. Warszawa: Wydawnictwo PIG.
- Dobrowolski R., S. Terpiłowski. 2006. „Influence of palaeokarst morphology on the formation of ice-pushed ridges: a case study from Rejowiec, eastern Poland”. *Boreas* 35: 213-221.
- Dyjur K., R. Brzezina. 2000. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1: 50 000, ark. Swory wraz z objaśnieniami. Warszawa: Wydawnictwo PIG.
- Falkowski E., J. Falkowski, W. Granacki, J. Karabon, K. Krauzlis. 1988. „Morfogeneza sieci rzecznej woj. bialskopodlaskiego w nawiązaniu do prawdopodobnego przebiegu deglacjacji”. *Przegląd Geologiczny* 36, 11: 619-630.
- Godlewska A. 2014. Dynamika lądolodu warty w strefie marginalnej na międzyrzeczu Krzny i Bugu w świetle analizy litofacjalnej. Lublin: Wydawnictwo UMCS.
- Godlewska A., S. Terpiłowski. 2012. „Transverse supraglacially-derived crevasse infillings in a Pleistocene ice sheet margin zone (eastern Poland): genesis and sedimentary record”. *Geomorphology* 161-162: 73-81.
- Gruszka B., S. Terpiłowski. 2015. “Sedimentary Record of the Younger Saalian Ice Margin Stagnation in Eastern Poland: Development of a Regular Pattern of Glaciolacustrine Kames”. *Geografiska Annaler*, series A, 97 (2): 279-298.
- Kasprzak L., S. Kozarski. 1984. „Analiza facjalna osadów strefy marginalnej fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia w środkowej Wielkopolsce”. *Zeszyty Naukowe UAM* 29.
- Kielhack K. 1919. „Endmoränen in Niederschlesien”. *Jb. Preuss. Geol. Landesanstalt* 39, 1: 41-57.
- Klajnert Z. 1978. Zanik lodowca warciańskiego na Wysoczyźnie Skierniewickiej i jej północnym przedpolu. *Acta Geographica Lodziensia* 38.
- Klajnert Z. 2004. Cechy morfologiczne i geologiczne strefy brzeżnej lądolodu zlodowacenia warty na Wyżynie Łódzkiej. W *Zlodowacenie warty w Polsce*, 51-69. Lublin: Wydawnictwo UMCS.
- Klatkova H. 1972. Paleogeografia Wyżyny Łódzkiej i obszarów sąsiednich podczas zlodowacenia warciańskiego. *Acta Geographica Lodziensia* 28.
- Kondracki J. 2004. Geografia regionalna Polski. Warszawa: Wydawnictwo PWN.
- Krzemiński T. 1974. „Geneza młodoplejstoczeńskiej rzeźby glacialnej w dorzeczu środkowej warty”. *Acta Geographica Lodziensia* 33.
- Krzyszczkowski D., T. Zieliński. 2002. „The Pleistocene end moraine fans: controls on their sedimentation and location”. *Sedimentary Geology* 149: 73-92.
- Lindner L. 1988. „Zarys stratygrafii plejstocenu rejonu Białej Podlaskiej wraz z próbą korelacji z przyległymi obszarami Związki Radzieckiej”. *Przegląd Geologiczny* 11: 637-637.
- Lisicki S. 2003. „Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły”. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 177.
- Marks L., I. Pavlovskaya. 2006. „Correlation of the Saalian glacial limits in eastern Poland and western Belarus”. *Quaternary International* 149: 87-93.
- Marks L., A. Ber, W. Gogołek, K. Piotrowska. 2006. Mapa geologiczna Polski w skali 1:500 000. Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny.
- Mojski J.E. 1972. Nizina Podlaska. W *Geomorfologia Polski, t. 2 – Niż Polski*, 318-363. Warszawa: PWN.
- Musiał A. 1992. Studium rzeźby glacialnej północnego Podlasia. *Rozprawy UW* 403.
- Nitychoruk J. 1995. Stratygrafia plejstocenu i paleogeomorfologia południowego Podlasia. Międzyrzec Podlaski: Wydawnictwo Towarzystwa Przyjaciół Międzyrzecza Podlaskiego.
- Nowak J. 1973. Mapa geologiczna Polski w skali 1:200 000, ark. Biała Podlaska. Warszawa: Wydawnictwo Geologiczne.
- Nowak J. 1977. „Specyficzna budowa geologiczna form polodowcowych zależnych od podłoża (okolice Łosic na Podlasiu)”. *Studia Geologica Polonica* 52: 347-360.
- Punkari M. 1997. „Glacial and glaciofluvial deposits in the interlobate areas of the Scandinavian Ice Sheet”. *Quaternary Science Reviews* 16: 741-753.
- Rdzany Z. 1997. Kształtowanie rzeźby terenu między górną Rawką a Pilicą w czasie zaniku ląd-

- dolodu warciańskiego. *Acta Geographica Lodziensia* 73.
- Rdzany Z. 2009. Rekonstrukcja przebiegu zlodowacenia warty w regionie łódzkim. Łódź: Wydawnictwo UŁ.
- Różycki S.Z. 1967. Plejstocen Polski środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. Warszawa: PWN.
- Sawicki L. 1922. „Wiadomość o środkowopolskiej morenie czołowej”. *Rozprawy PAU* 61, III, 21.
- Terpiłowski S. 1996. „Strefa marginalna maksymalnego zasięgu lądolodu warciańskiego we wschodniej części międzyrzecza Wisły i Bugu”. *Acta Geographica Lodziensia* 71: 233-241.
- Terpiłowski S. 2000. Osady, struktury, deformacje i formy warciańskiej strefy glacijomarginalnej na Nizinie Podlaskiej. Warsztaty Terenowe, Lublin–Mielnik, 24-29 wrzesień 2000. Lublin: Wydawnictwo UMCS.
- Terpiłowski S. 2001. Strefa marginalna lądolodu warciańskiego na Wysoczyźnie Siedleckiej w świetle analizy litofacjalnej. Lublin: Wydawnictwo UMCS.
- Terpiłowski S. 2007. „Genesis of transverse kame trains in eastern Poland”. *Sedimentary Geology* 193: 59-69.
- Terpiłowski S. 2008. Kemy jako wskaźnik deglacjacji Niziny Podlaskiej podczas zlodowacenia warty. Lublin: Wydawnictwo UMCS.
- Turkowska K. 1993. „Zapis procesów warciańskich w podłożu doliny górnego Neru”. *Acta Geographica Lodziensia* 65: 239-263.
- Turkowska K. 2006. Geomorfologia regionu łódzkiego. Łódź: Wydawnictwo UŁ.
- Wachecka-Kotkowska L. 2015. Rozwój rzeźby obszaru między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem w czwartorzędzie. Łódź: Wydawnictwo UŁ.
- Woldstedt P. 1929. Das Eiszeitalter – grundlinien einer geologie des diluviums. Verlag von Ferdinand enke, Stuttgart.
- Zaborski B. 1927. „Studia nad morfologią dyluwium Podlasia i terenów sąsiednich”. *Przeгляд Geograficzny* 7.
- Żelichowski A.M. 1972. „Rozwój budowy geologicznej obszaru między Górami Świętokrzyskimi i Bugiem”. *Biuletyn Instytutu Geologicznego* 263.
- Żelichowski A.M., S. Kozłowski. 1983. Atlas geologiczno-surowcowy obszaru lubelskiego. Warszawa: Wydawnictwo Instytutu Geologicznego.

## NEW APPROACH TO DYNAMICS OF YOUNGER SAALIAN ICE-SHEET (WARTHE) IN THE MARGINAL ZONE IN THE INTERFLUVE OF THE KRZNA AND BUG RIVERS (EASTERN POLAND)

### SUMMARY

**Abstract.** The paper presents the latest results of research on genesis of glacial relief and dynamics of the younger Saalian ice sheet in the marginal zone in poorly recognized area of the interfluve of the Krzna and Bug rivers in eastern Poland. The presented model is significantly different from those interpretations of the relief genesis in this area, presenting ice-margin stabilization stage and then areal recession. In the light of detailed morphological, geological and structural research, the younger Saalian ice sheet was characterized by differentiated dynamics of ice lobes, both during transgression and recession. A comparison with the latest results of research on area between Piotrków Trybunalski, Radomsko and Przedbórz, the notion on presence of regional lobes in the marginal zone of the younger Saalian ice sheet and their differentiated (conditioned by morphology and lithology of pre-Saalian substrate) dynamics is also actual in central Poland.

**Key words:** glacial relief, younger Saalian ice-sheet, the Krzna and Bug rivers interfluve, eastern Poland

The glacial relief in Poland, glaciated by the younger Saalian ice sheet, was for a long time a subject of interest of geomorphologists and Quaternary geologists. Numerous elaborations, reconstructing genesis and conditions of glacial landscape formation, including dynamics of the ice front, concerned mainly its central part, i.e. in the west of the Vistula river. A poorer recognized eastern part, i.e. in the east of the Vistula river, was significantly poorer elaborated in reconstructing in detail glacial relief and dynamics of the younger Saalian ice

sheet in the marginal zone of the Krzna and Bug interfluve.

The paper shortly sums results of research on the genesis of glacial relief in the Krzna and Bug river interfluve led in 2007–2012 period in eastern Poland. The main aim of this study was to reconstruct the dynamics of the younger Saalian ice-sheet in the marginal zone in the Krzna and Bug interfluve. The results were compared with the latest views on marginal zone of the younger Saalian ice-sheet in central Poland.

In the reconstruction of dynamics of the Liwiec, Toczna and Klukówka lobes of the younger Saalian ice-sheet in the Krzna and Bug interfluvium there was followed a procedure accepted for sedimentological investigations of glacial marginal zones. The investigations following this procedure included: identification of geological and geomorphological situation of the younger Saalian glacial deposits; detailed sedimentological studies of the younger Saalian glacial deposits in the representative research sites; lithofacies and mesostructural analyses of the younger Saalian glacial deposits in the representative research sites.

Based on the morphological and geological analyses of the younger Saalian deposits and also genetic interpretation of glacial marginal forms and their spatial distribution, a different dynamics of the ice lobes was indicated, i.e.: 1) the ice margin of the Liwiec lobe was formed by transgressive ice and undergoing frontal and

areal recession; 2) the ice margin of the Toczna lobe was formed by the ice undergoing frontal recession; 3) the ice margin of the Klukówka lobe was formed by transgressive, stationary ice and underwent areal recession.

The presented model of dynamics of the younger Saalian ice sheet in the marginal part in the Krzna and Bug interfluvium differs considerably from the latest original concepts and reconstructions of its dynamics. This ice sheet was characterized not exclusively by dynamic equilibrium at its maximum extent line, and then not only areal deglaciation occurred. It was the ice sheet of strongly diverse dynamics, both in the transgression and recession phase, and it was considerably influenced by the morphology and locally also lithology of the pre-younger Saalian substratum. The presented marginal zone of the younger Saalian ice-sheet in eastern Poland is comparable to other parts, especially in central Poland.



*Maria Górska-Zabielska\*, Lucyna Wachecka-Kotkowska\*\**

**PETROGRAFIA ŻWIRÓW I ERATYKI PRZEWODNIE  
W OSADACH WODNOŁODOWCOWYCH JAKO PRZESŁANKI WNIOSKOWANIA  
NA TEMAT ŹRÓDEŁ I KIERUNKÓW TRANSPORTU MATERIAŁU  
W OBSZARZE MIĘDZY PIOTRKOWEM TRYBUNALSKIM, RADOMSKIM  
A PRZEDBORZEM (ŚRODKOWA POLSKA)**

ZARYS TREŚCI

W artykule przedstawiono cechy petrograficzne średnioziarnistych żwirów (4–10 mm) dla 64 próbek w 28 stanowiskach terenowych oraz gruboziarnistych (20–60 mm) w połączeniu ze wskaźnikiem TGZ dla 7 stanowisk. Stwierdzono, że w całym badanym obszarze skład petrograficzny w osadach wodnołodowcowych jest generalnie podobny. Wskazano, że w drobniejszej frakcji żwiru rzadziej obecne są wapienie dolnopaleozoiczne, natomiast więcej jest skał krystalicznych i krzemieni. Analiza petrograficzna frakcji grubszej żwiru dowodzi, że zanim lądolód dotarł do północnych stoków wyżyn musiał przemieszczać się (= egzarował) po wychodniach skał w SE Szwecji oraz dnie Bałtyku. Wyliczone centrum gładowe badanych osadów lokuje się w strefie ograniczonej koordynatami geograficznymi: 16,4–17,0°E oraz 57,5–58,7°N.

**Słowa kluczowe:** petrografia żwirów, wskaźnik TGZ, osady wodnołodowcowe, lądolód warty, region łódzki, środkowa Polska

WPROWADZENIE

Ilościowe studia nad identyfikacją petrograficzną frakcji żwirowych wskazują skład procentowy oraz dynamikę zmian udziału poszczególnych grup petrograficznych w osadach akumulacji lodowcowej i glacialfluwalnej. W oparciu o wyniki analiz petrograficznych buduje się od lat schematy litostratygraficzne (np. Cepek 1962, 1973, 1975, 1981; Rühberg, Krienke 1977; Böse 1979, 1983, 1989; Kenig 1991, 1998a, b; Meyer 1994, 1998, 2000; Czerwonka, Krzyszkowski 1994; Krzyszkowski, Czerwonka 1994; Lisicki 1996, 1998a, b, c, 2000, 2001, 2003; Zabielski 1996, 1999, 2003, 2005; Czerwonka 1998; Lüttig 1999; Rühberg 1999; Czubla 2001; Krienke 2003; Gałązka 2004). Rezultaty analiz petrograficznych osadów, znajdujących się w porównywalnej superpozycji, służą korelacji litostratygraficznej (np. Krzyszkowski, Czerwonka 1994; Zabielski 2005), a w przypadku osadów

jednej chronozony – regionalnej korelacji litostratygraficznej.

Analiza petrograficzna poszerzona o identyfikację narzutniaków skandynawskich prowadzi do wskazania skandynawskich obszarów alimentacyjnych oraz sugeruje prawdopodobny tor wędrówki lądolodu lub zindywidualizowanych stref ruchu lodu podczas jego awansu.

Znaczenie analiz petrograficznych, zarówno frakcji średnio- jak i grubożwirowej, jest duże, gdyż rozbudowują analizę litofacjalną stosowaną przez Kasprzaka i Kozarskiego (1984) w badaniach osadów czwartorzędowych. Potwierdzają, znaną z literatury (m.in. Kozarski 1965, 1988, 1991, 1995; Kasprzak 1988, 1997, 2003; Böse 1989; Böse, Górska 1995; Pettersson 1997, 2002; Czubla 2001; Wysota 2002), tezę o zróżnicowaniu przewodnich i pośrednich poziomów litostratygraficznych.

---

\* Uniwersytet Jana Kochanowskiego, Instytut Geografii, ul. Świętokrzyska 15, 25-406 Kielce, e-mail: maria.gorska-zabielska@ujk.edu.pl

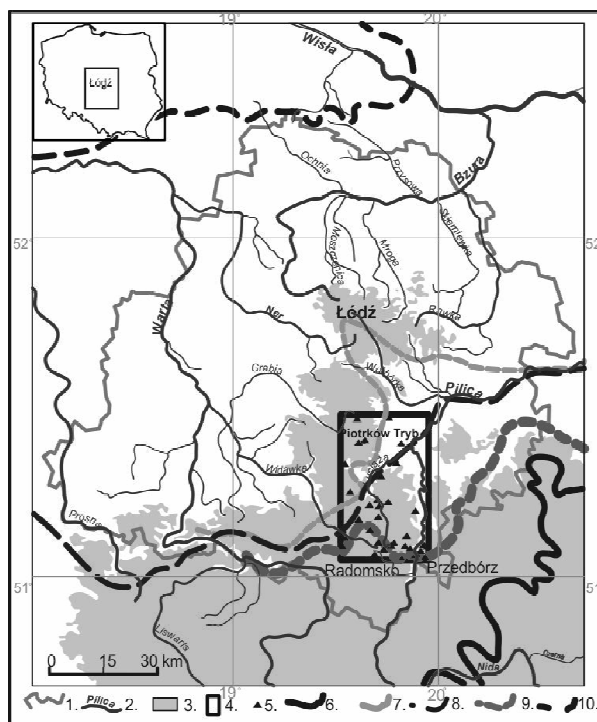
\*\* Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź, e-mail: lucyna.wachecka@geo.uni.lodz.pl

## CEL I METODY BADAŃ

Głównym celem przeprowadzonego postępowania badawczego było zweryfikowanie hipotezy (Turkowska 2006) podważającej istnienie interlobalnej strefy ekstraglacialnej łądolodu warty na południowy wschód od Łodzi (rys. 1). Aby osiągnąć to zamierzenie, zastosowano po raz pierwszy w regionie między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedbórzem zestaw kompleksowych analiz petrograficznych, którymi objęto osady fluwioglacjalne budujące formy glajomarginalne ostatniego łądolodu w środkowej Polsce.

Osady akumulacji fluwioglacjalnej występujące na wyżej wymienionym obszarze przebadano pod kątem składu petrograficznego frakcji średnio- i gruboziarowej oraz przeprowadzono w nich identyfikację narzutniaków przewodnich (i innych

skał wskaźnikowych). Wyniki badań były kilkakrotnie anonsowane w literaturze (Górską-Zabielska, Wachecka-Kotkowska 2010, 2014; Wachecka-Kotkowska, Górską-Zabielska 2011; Wachecka-Kotkowska i in. 2012a, b, c), a ostatnio zostały wykorzystane w monografii dającej kompleksowy obraz czwartorzędowej morfogenezy wskazanego obszaru (Wachecka-Kotkowska 2015). Zespół badawczy oczekuje, że przyjęta procedura badawcza, skupiająca szerokie spektrum metod badawczych (w tym analizy petrograficzne osadów wodnolodowcowych), da możliwie dokładne sprecyzowanie stanu wiedzy na temat zasięgu i cech strefy czołowomorenowej łądolodu warty w środkowej Polsce i pozwoli go porównać ze stopniem rozpoznania tej strefy we wschodniej Polsce.



Rys. 1. Położenie terenu badań w regionie łódzkim na tle wybranych poglądów na zasięg łądolodu warty (por. załącznik na końcu tomu)

1 – granice województwa; 2 – rzeki; 3 – obszar powyżej 200 m n.p.m.; 4 – obszar badań; 5 – rozmieszczenie analizowanych próbek; zasięgi łądolodu: 6 – maksymalny odry według Różyckiego (1972), 7 – stadiału warty według Różyckiego (1972), 8 – zlodowacenia warty według Marksa i in. (2006), 9 – stadiału warty według Turkowskiej (2006); 10 – zlodowacenia wisły według Roman (2012)

Location of investigated area in the Łódź region against selected views of limit of the Wartanian ice-sheet (compare Annex)

1 – voivodship borders; 2 – rivers; 3 – area over 200 m a.s.l.; 4 – study area; 5 – sample sites; limit of glaciation: 6 – Odranian maximum stage according to Różycki (1972), 7 – Wartanian stage according to Różycki (1972), 8 – Wartanian glaciation according to Marks et al. (2006), 9 – Wartanian stadial according to Turkowska (2006); 10 – LGM according to Roman (2012)

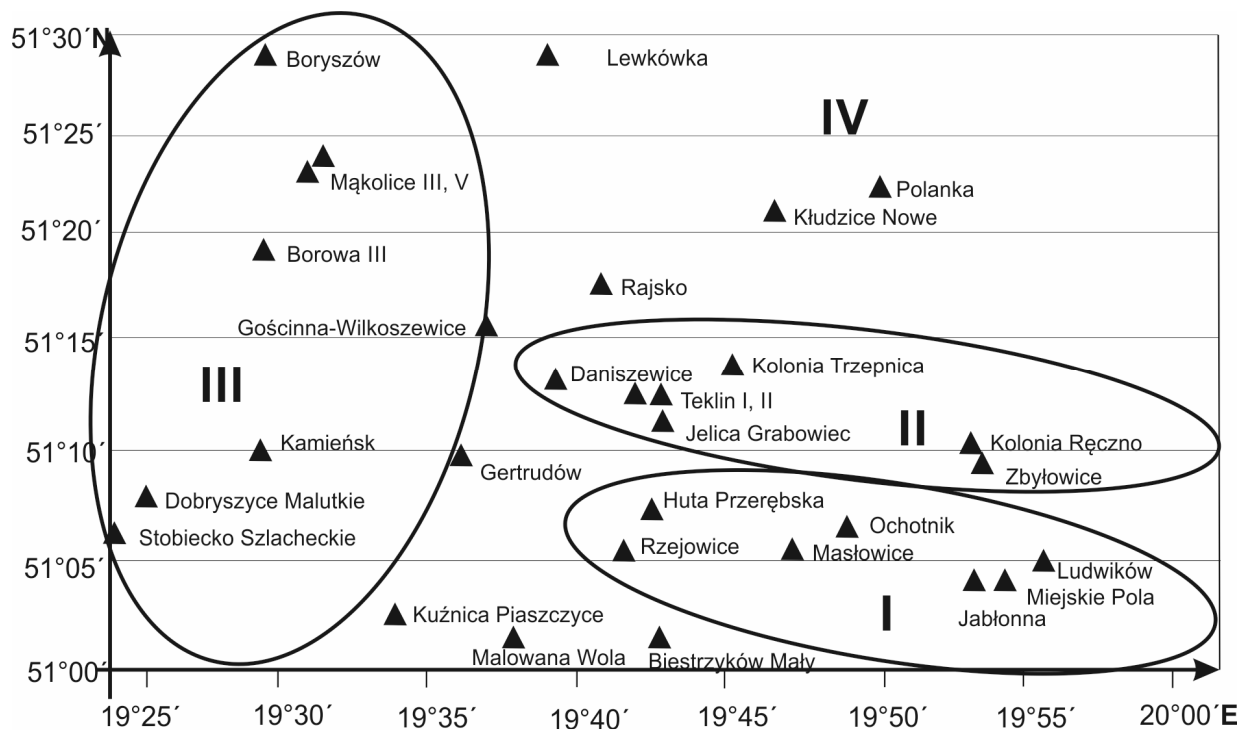
Lokalizację 28 stanowisk terenowych zaprezentowano na rysunku 2 i w tabeli 1, z uwzględnieniem czterech stref skupień form marginalnych obszaru badań oraz liczby i rodzaju próbek. Opis poszczególnych czynności związanych z poborem oraz metodami segregacji i identyfikacji petrograficznej frakcji średniożwirowej (4–10 mm) i grubożwirowej (20–60 mm) został szczegółowo przedstawiony w licznych publikacjach współautorki (m.in. Górska 2000a, b, 2003a, 2006; Górska-Zabielska, Zabielski 2010, 2011). Poniżej przedstawione zostaną jedynie główne zasady, którymi kierowano się podczas kolejnych etapów postępowania badawczego.

W badaniach terenowych w szczególności sposób prześledzono obecność eratyków przewodnich (Lüttig 1958) i innych skał wskaźnikowych (Smed 1993) w 7 próbkach żwirów gruboziarnistych. Segregacji poddawano każdorazowo statystycznie reprezentatywną próbkę.

Przyjmując zasady statystyki (Stanisz 2001) poprawne wnioski uzyskać można już na podstawie 30-elementowej próbki. Uwzględniając jednak doświadczenia metodyczne związane bezpośrednio z analizą petrograficzną eratyków przewodnich, w niniejszym projekcie ustalono popu-

lację próbki zgodnie z zaleceniami metodycznymi Smeda (1993). Według niego, poprawne wnioski uzyskuje się po analizie 50 oznaczonych eratyków przewodnich frakcji 20–60 mm. Biorąc pod uwagę, że zaledwie 10% badanych narzutniaków spełnia wymogi eratyku przewodniego (Meyer 1983), starano się, by próbka była dostatecznie reprezentatywna. Taka próbka powinna obejmować, łącznie z piaskowcami, krzemieniami i skałami węglanowymi, co najmniej 500 okazów. Podczas poboru próbek narzutniaków frakcji grubożwirowej kierowano się również własnymi doświadczeniami (Böse, Górska 1995; Górska 2000a, c, 2001, 2002a, b, 2003a, b, 2006; Górska-Zabielska 2010).

Uwzględniając zarówno zalety jak i wady analiz petrograficznych (Górska 1998, 1999), pobór materiału przeznaczony do badań poszerzono o frakcję średniożwirową (4–10 mm). Nierzadko, z uwagi na brak frakcji grubożwirowej, ograniczono pobór próbek przeznaczonych do dalszej analizy tylko do materiału dostępnego w stanowisku badawczym, czyli wykonywano wyłącznie analizę petrograficzną frakcji średniożwirowej.



Rys. 2. Położenie stanowisk w strefach glacygenicznych I–IV (por. załącznik do tomu)

Sites location in glacialic zones I–IV (compare Annex)

Położenie stanowisk oraz liczba pobranych próbek żwiru średnioziarnistego (4–10 mm) i gruboziarnistego (20–60 mm) osadów fluwioglacjalnych

Zones (I–IV) of the study area with sampling sites and number of samples of the medium (4–10 mm) and coarse (20–60 mm) fractions from the fluvioglacial gravel

Stanowisko	Geomorfologia	Lokalizacja			Petrografia żwirów [liczba próbek]	
		wysokość [m n.p.m.]	Λ [E]	Φ [N]	frakcja 4-10 mm	frakcja 10-20 mm
<b>STREFA I – WZGÓRZA RADOMSZCZAŃSKIE i GRZBIET PRZEDBORSKI</b>						
Kuźnica Piaszczyce	poziom odpływu marginalnego	226,3	19° 33' 51''	51° 07' 24''	2	0
Malowana Wola	sandr	248,0	19° 37' 37''	51° 03' 41''	1	0
Biestryków Mały	sandr	237,5	19° 42' 07''	51° 03' 19''	1	0
Rzejowice-Borki	sandr	240,0	19° 41' 34''	51° 06' 58''	1	0
Huta Przerębska	pagór wodnolodowcowy	231,3	19° 43' 11''	51° 07' 40''	1	0
Masłowice PGR	poligeniczny pagór glacialny	230,0	19° 47' 56''	51° 06' 24''	2	0
Ochotnik	wysoczyzna morenowa	237,0	19° 48' 51''	51° 07' 35''	2	0
Ludwików	poligeniczny pagór glacialny	222,5	19° 55' 06''	51° 05' 45''	1	1
Miejskie Pola	ostaniec terasy kemowej	229,0	19° 54' 56''	51° 04' 49''	1	0
Jabłonna	sandr dolinny	213,0	19° 53' 26''	51° 04' 36''	1	1
<b>STREFA II – WZGÓRZA DOBRYSZYCKIE</b>						
Gertrudów	sandr	230,5	19° 34' 31''	51° 10' 13''	1	0
Daniszewice	poligeniczny wał glacialny	220,4	19° 37' 46''	51° 13' 29''	4	0
Teklin I	ten sam wał	233,0	19° 41' 52''	51° 12' 49''	5	1
Jelica-Grabowiec	ten sam wał	221,0	19° 41' 46''	51° 11' 42''	1	0
Kolonia Trzepnica	ten sam wał	222,0	19° 43' 34''	51° 13' 17''	1	1
Kolonia Ręczno	pagór morenowy	200,0	19° 52' 57''	51° 10' 54''	1	0
Zbyłowice	poziom odpływu marginalnego	199,0	19° 52' 21''	51° 09' 21''	1	0
<b>STREFA III – WYSOCZYŻNA BĘŁCHATOWSKA</b>						
Stobiecko Szlacheckie	poligeniczne wzgórze glacialne	239,6	19° 24' 06''	51° 06' 26''	3	0
Dobryszyc Malutkie	poligeniczne wzgórze glacialne	237,6	19° 25' 54''	51° 07' 19''	3	1
Kamieńsk	morena martwego lodu	232,0	19° 29' 54''	51° 10' 58''	3	0
Gościnna-Wilkoszewice	morena martwego lodu	218,7	19° 36' 55''	51° 15' 04''	2	0
Borowa III, Moników	wzgórze kemowe	221,0	19° 30' 16''	51° 19' 45''	3	1
Mąkolice III	poligeniczny pagór glacialny	230,0	19° 30' 06''	51° 23' 18''	2	0
Mąkolice V	ten sam pagór	233,4	19° 31' 52''	51° 22' 49''	3	1
Boryszów	pagór kemowy	225,2	19° 29' 37''	51° 28' 36''	1	0
<b>STREFA IV – RÓWNINA PIOTRKOWSKA</b>						
Rajsko	poziom	194,0	19° 40' 10''	51° 17' 10''	1	0
Kłudzice Nowe	odpływu	176,0	19° 46' 42''	51° 21' 06''	1	0
Polanka	marginalnego	174,0	19° 50' 33''	51° 22' 28''	1	0
Lewkówka I	sandr Karlina	213,6	19° 38' 48''	51° 29' 10''	6	0

Prace terenowe objęły pobór osadów lodowcowych w sposób punktowy lub bruzdowy w profilu pionowym z oczyszczonej ściany odsłonięcia, poniżej poziomu glebowego. Opróbowanie warstw osadów lodowcowych uzależnione było od ich zmienności litofacjalnej. Objętość próbek do analizy petrograficznej frakcji średniożwirowej i grubożwirowej ustalano zgodnie z zaleceniami metodycznymi Trembaczowskiego (1961, 1967)

i Rutkowskiego (1995a, b), zależnie od udziału procentowego tych frakcji w analizowanym osadzie.

Z uwagi na specyfikę analiz petrograficznych narzutniaków fennoskandzkich, wstępna segregacja żwirów gruboziarnistych była wykonywana w terenie, w miejscu poboru próbki. Po wyselekcjonowaniu frakcji 20–60 mm, wszystkie narzutniaki zostały rozbite, w celu uzyskania świeżego

przełamu. Tak przygotowana próbka podlegała wstępnej klasyfikacji, podczas której wydzielano skały węglanowe (wapienie paleozoiczne i mezozoiczne, dolomity) oraz krzemienie. Pozostała część próbki, która stanowiła około 50% objętości próbki wyjściowej, charakteryzowała się dużym zróżnicowaniem grup petrograficznych magmowych skał wylewnych i głębinowych oraz pozostałych skał osadowych. W związku z tym wymagała dalszej szczegółowej analizy petrograficznej w laboratorium.

Pracami laboratoryjnymi objęto segregację petrograficzną materiału narzutowego pochodzącego z próbek osadów nieokazujących makroskopowych cech zwietrzenia, w których nie stwierdzono zmian postdepozycyjnych. Skład petrograficzny 64 próbek żwirów średnioziarnistych (4–10 mm) analizowano mając na uwadze badania petrograficzne prowadzone w Polsce (np. Górską 2000a, b, 2002a, b, 2003a, b; Lipka 2011; ba-

dania standardowe PIG-PIB) i wynikającą z tego możliwość przeprowadzenia z nimi analiz porównawczych.

Analiza przeprowadzona została zgodnie z zaleceniami Trembaczowskiego (1961, 1967), Cepka (1969), Böse (1989) i Rutkowskiego (1995a). Z otrzymanej statystycznie reprezentatywnej populacji żwirów (co najmniej 300 sztuk) wydzielono 10 grup petrograficznych (tab. 2). Przy ich oznaczaniu, podczas którego zastosowano znane kryteria (tab. 2.4, str. 31 w: Górską 2000a) korzystano z lupy geologicznej, 10% HCl i wskaźnika Magneson I (Cepek 1969). W przypadku, kiedy po szlamowaniu próbki osadów lodowcowych uzyskano zbyt liczną populację komponentów petrograficznych, zastosowano metodę kwartowania (Rutkowski 1995b). Udział poszczególnych grup petrograficznych prezentowany na rysunkach i w tabelach podany jest każdorazowo w procentach.

Tabela 2

Typy petrograficzne skał oznaczane w analizach petrograficznych żwirów średnioziarnistych i gruboziarnistych osadów glacyfluwialnych

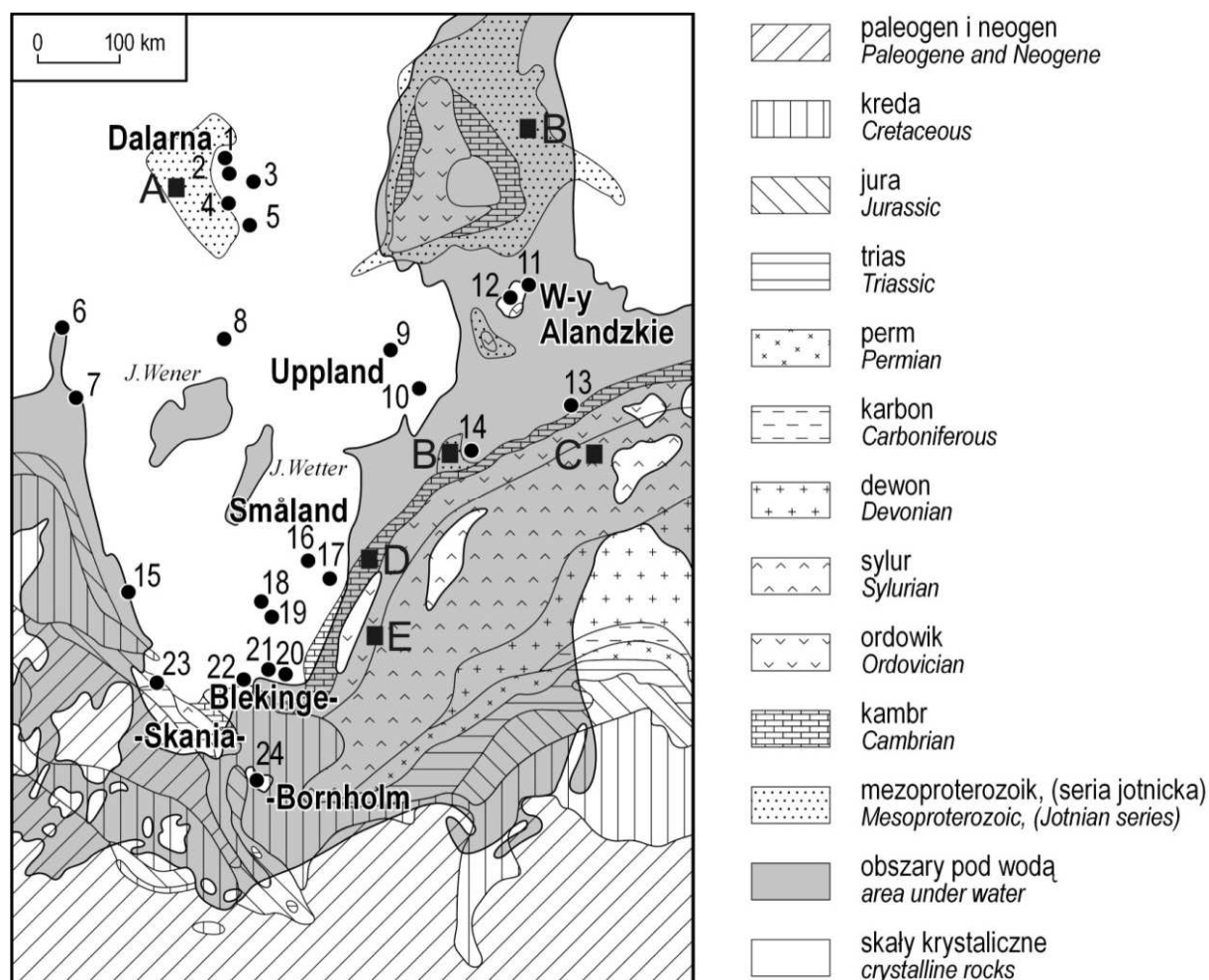
Petrographical types of rock distinguished in the present study and their symbols

Symbol	Typ petrograficzny skał
Kr	skały krystaliczne
Wp <sub>1</sub>	szare wapienie dolnopaleozoiczne
Wp <sub>2</sub>	czerwone wapienie dolnopaleozoiczne
Wk	wapienie kredowe (mezozoiczne)
D	dolomity
Pp	piaskowce
Łp	łupki paleozoiczne
Krz	krzemienie
Q	kwarce
Qml	kwarce mleczne

Analiza petrograficzna frakcji grubożwirowej (20–60 mm) została wykonana dla 7 próbek osadów glacyfluwialnych (tab. 1). Objęła ona segregację narzutniaków na 10 grup petrograficznych (tab. 2) oraz identyfikację fennoskandzkich eratyków przewodnych i wskaźnikowych (rys. 3). Po wstępnej segregacji petrograficznej narzutniaków w terenie, w laboratorium kontynuowano analizę, obejmującą całe spektrum skał fennoskandzkich. Przy oznaczaniu eratyków przewodnych postępowano zgodnie z zaleceniami metodycznymi Lüttiga (1958), Meyera (1983, 1985), Smeda (1993), Zandstry (1999) i Smeda, Ehlersa (2002). Podczas analizy posługiwano się atlasami skandynawskich eratyków przewodnych (Korn 1927; Hesemann 1975; Zandstra

1999; Smed, Ehlers 2002; Schulz 2003; Rudolph 2005; Svenson 2005). Korzystano z kolekcji skał porównawczych znajdujących się w Instytucie Geoekologii i Geoinformacji Uniwersytetu im. Adama Mickiewicza w Poznaniu.

Na rysunku 3 przedstawiono lokalizację centralnych punktów wychodni najpowszechniejszych skał przewodnych. Te punkty oznaczono cyframi i liczbami 1–24. Na mapie, sygnaturą szrafu, ukazano również zasięg występowania wychodni najpowszechniejszych osadowych skał wskaźnikowych wraz z symbolicznym zaznaczeniem centrum obszarów macierzystych wybranych eratyków wskaźnikowych (litery A–E). Na podstawie badań frakcji grubszej wyznaczono również TGZ – teoretyczne centrum gładowe.



Rys. 3. Lokalizacja wychodni eratyków przewodnich (●) i symboliczna lokalizacja wychodni eratyków wskaźnikowych (■), obecnych w osadach obszaru badań, na tle zasięgu występowania obszarów źródłowych skał osadowych

Eratyki przewodnie ●: 1 – porfir Bredvad, 2 – granit Garberg, 3 – porfiry Grönklitt, 4 – porfir Dalarna, 5 – granit Siljan, 6 – porfir Oslo, 7 – granit Bohus, 8 – granit Filipstad, 9 – granit Uppsala, 10 – granit Stockholm, 11 – granit Åland i granit rapakivi Åland, 12 – porfir kwarcowy Åland, 13 – czerwony porfir bałtycki, 14 – brązowy porfir bałtycki, 15 – czarnokit, 16 – granit Småland, 17 – porfir Paskallavik, 18 – szary granit Växjö, 19 – czerwony granit Växjö, 20 – granit Karlshamn, 21 – granit Halen, 22 – granit Vånga, 23 – bazalt ze Skanii, 24 – granity i gnejsy z Bornholmu

Eratyki wskaźnikowe ■: A – piaskowiec Dalarna, B – piaskowiec jotnicki, C – wapień wschodnio-bałtycki, D – wapień *Palaeporella*, E – czerwony wapień ordowicki

Location of the source areas of the indicator erratics (●) and symbolic location of the source areas of the statistical erratics (■), analysed in sediments of the study area, against the limits of sedimentary deposits outcrops

Indicator erratics ●: 1 – Bredvad porphyry, 2 – Garberg granite, 3 – Grönklitt porphyrite, 4 – Dalarna porphyry, 5 – Siljan granite, 6 – Oslo porphyry, 7 – Bohus granite, 8 – Filipstad granite, 9 – Uppsala granite, 10 – Stockholm granite, 11 – Åland granite and Åland rapakivi granite, 12 – Åland quartz porphyry, 13 – red Baltic porphyry, 14 – brown Baltic porphyry, 15 – charnockite, 16 – Småland granite, 17 – Paskallavik porphyry, 18 – grey Växjö granite, 19 – red Växjö granite, 20 – Karlshamn granite, 21 – Halen granite, 22 – Vånga granite, 23 – Scania basalt, 24 – granites and gneisses from Bornholm

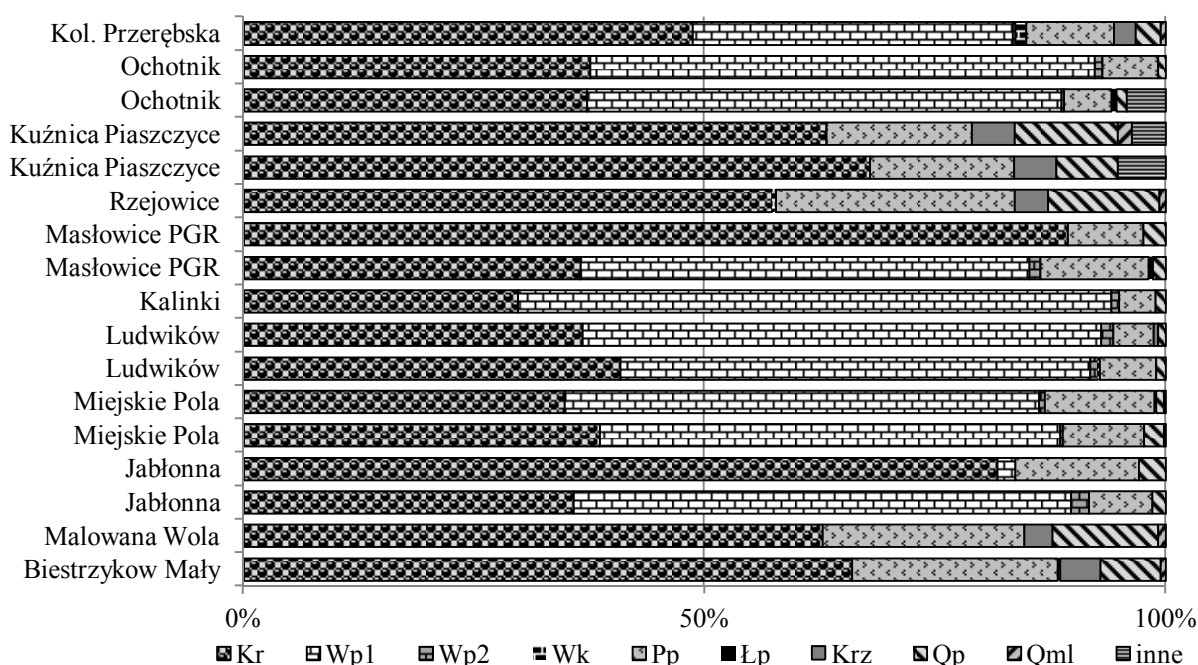
Statistical erratics ■: A – Dalarna sandstone, B – Jotnian sandstone, C – east-Baltic limestone, D – *Palaeporella* limestone, E – red Ordovician limestone

## WYNIKI ANALIZY PETROGRAFICZNEJ FRAKCJI ŚREDNIOZIARNISTEJ

### Strefa I – Wzgórza Radomszczańskie i Grzbiet Przedborski

Żwiry średnioziarniste, zbadane w siedemnastu próbkach pobranych w jedenastu stanowiskach strefy I (rys. 2, tab. 1), różnią się między sobą przede wszystkim obecnością wapieni dolnopaleozoicznych i krzemieni (rys. 4). W zachodniej części strefy (stanowiska Kuźnica Piaszczyce, Rzejowice, Malowana Woda i Biestrzyków Mały) osady tej frakcji pozbawione są wapieni dolnopaleozoicznych. W zamian znajdują się tam krzemienie (3,1–4,6%). Szarym

sylurskim wapieniom towarzyszą czerwone wapienie ordowickie; zostały one zidentyfikowane w osadach północno-wschodniej części strefy (stanowiska Jabłonna, Miejskie Pola, Ludwików, Kalinki, Masłowice, Ochotnik, Huta Przerębska). Piaskowce, podobnie jak kwarcy, występują w osadach wszystkich analizowanych stanowiskach. Udział procentowy tych dwóch grup pozornie zwiększa się w próbkach pozbawionych wapieni dolnopaleozoicznych – obraz większej ich liczebności jest wyłącznie efektem matematycznych obliczeń.



Rys. 4. Udział procentowy grup petrograficznych żwirów średnioziarnistych osadów fluwioglacjalnych; I strefa obszaru badań

objaśnienia symboli petrograficznych w tab. 2

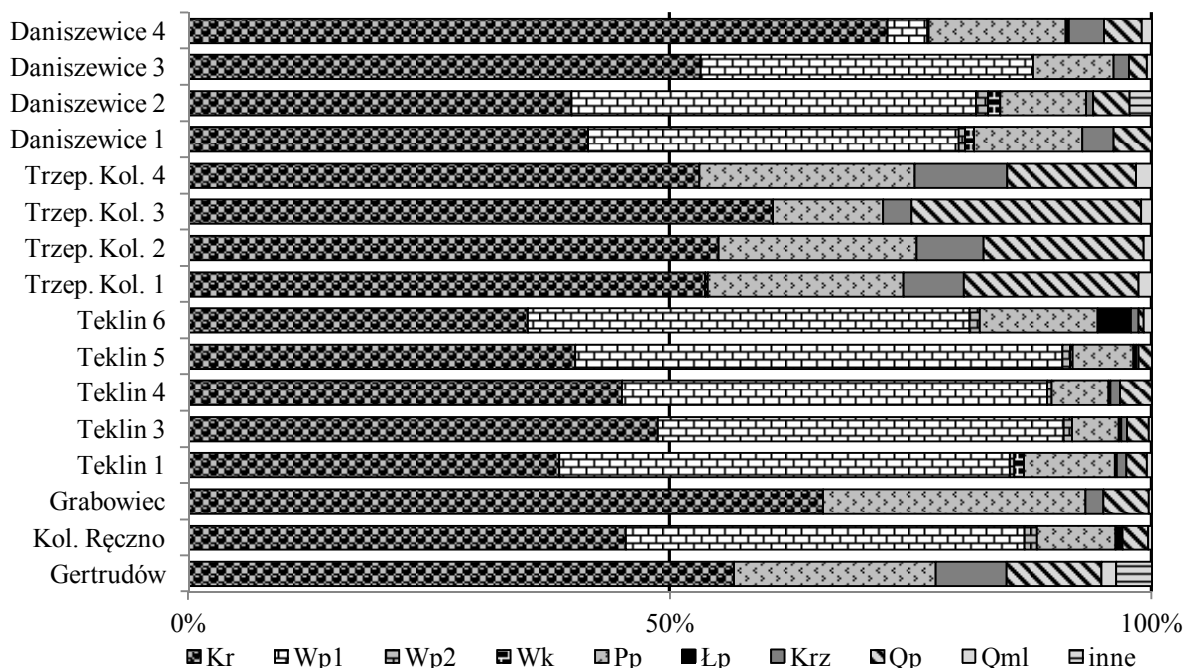
Percentages of the petrographical groups of the fluvio-glacial gravel; zone I of search area

explanation of petrographic symbols see Tab. 2

### Strefa II – Wzgórza Dobryszyckie

W strefie II pobrano 16 próbek w sześciu stanowiskach (rys. 2, tab. 1). W trzech z nich żwiry średnioziarniste pozbawione są wapieni dolnopaleozoicznych. Są to: Kolonia Trzepnica, Grabowiec i Gertrudów (rys. 5). Stanowiska znajdują się w różnych częściach omawianej strefy (rys. 2), stąd można przypuszczać, że ana-

lizowane próbki pochodzą z odwapnionej stropowej części ściany odsłonięcia. W żwirach tych próbek notuje się bardzo wysoki procentowy udział ziaren kwarcu, któremu towarzyszą ziarna kwarcu mlecznego. Na uwagę zasługują krzemienie, które obecne są we wszystkich próbkach osadów tej strefy. Ich udział jest dodatkowo statystycznie zwiększony w próbkach odwapnionych. Szarym wapieniom sylurskim zawsze towarzyszą czerwone wapienie ordowickie.



Rys. 5. Udział procentowy grup petrograficznych żwirów średnioziarnistych osadów fluwioglacjalnych; II strefa obszaru badań

objaśnienia symboli petrograficznych w tab. 2

Percentages of the petrographical groups of the fluvio-glacial gravel; zone II of research area

explanation of petrographic symbols see Tab. 2

### Strefa III – Wysoczyzna Bełchatowska

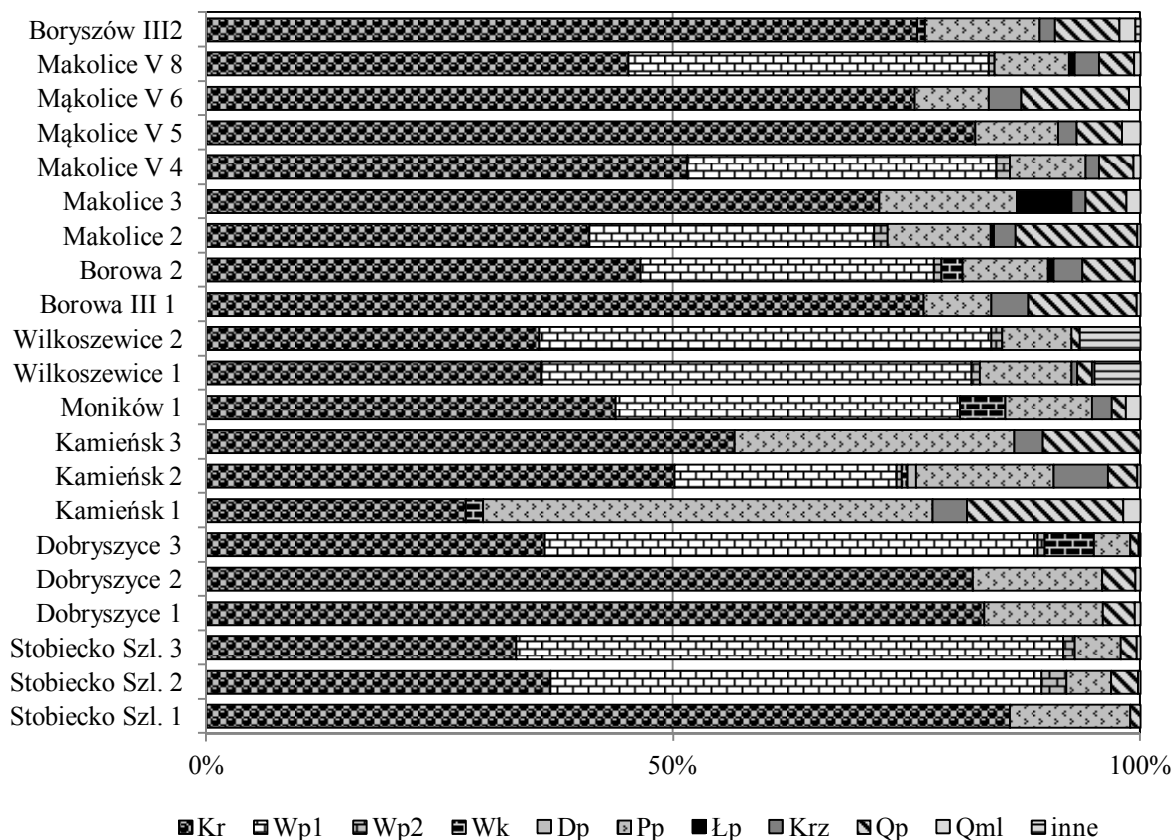
Na Wysoczyźnie Bełchatowskiej zlokalizowano osiem stanowisk, w których pobrano 21 próbek żwirów średnioziarnistych. Na pierwszy rzut oka, w wyniku przeprowadzonych badań uzyskano dość chaotyczny obraz udziału grup petrograficznych w tych osadach. Głębsza analiza pozwala jednak wskazać pewne prawidłowości. Okazuje się bowiem, że południkowo zorientowana III strefa obszaru badań, w całym zespole skał cechuje się stopniowym, z północy na południe, zanikiem udziału krzemieni i kwarcu (rys. 6). Wśród próbek zawierających wapienie dolnopaleozoiczne, z północy na południe wzrasta nieznacznie, ale stabilnie, udział procentowy tej grupy petrograficznej. Warto odnotować fakt, że w grupie skał węglanowych zawsze obecne są czerwone wapienie ordowickie. Bardzo zróżnicowany obraz składu petrograficznego rysuje się po analizie żwirów Mąkolic. Przebadano bowiem próbki, w których zidentyfikowano wapienie paleozoiczne, ale także takie, w których nie znalazło-

no ani jednego okazu tej grupy petrograficznej (por. Wachecka-Kotkowska i in. 2012b, c).

Piaskowce, poza dwiema próbkami z Kamieńska, występują w stałej proporcji 10–15%, niezależnie, czy w próbce są wapienie, czy nie. Żwiry z Kamieńska są pod tym względem wyjątkowe, bo zawierają aż 48,14% piaskowców. Obraz jest na pewno nieco mylący, bo wynika z matematycznych przeliczeń, ale warto odnotować fakt, że w próbce tej zidentyfikowano najwięcej piaskowców spośród wszystkich 59 próbek badanego obszaru.

Podczas analizy zwrócono także uwagę na obecność kruchych wapieni kredowych w trzech, centralnie położonych w III strefie stanowiskach: Borowa, Kamieńsk i Dobryszyce. Dla porządku należy dodać, że wapienie kredowe były zidentyfikowane też w pozostałych strefach, jednak bardzo sporadycznie i w ilościach nieprzekraczających lub wahających się wokół 1%. Krzemienie zidentyfikowano przede wszystkim w osadach Kamieńska, Borowej i Mąkolic. Ten typ petrograficzny obecny był we wszystkich pobranych tam do analizy próbkach.





Rys. 6. Udział procentowy grup petrograficznych żwirów średnioziarnistych osadów fluwioglacjalnych; III strefa obszaru badań

objaśnienia symboli petrograficznych w tab. 2

Percentages of the petrographical groups of the fluvioglacial gravel; zone III of research area

explanation of petrographic symbols see Tab. 2

#### Strefa IV – Równina Piotrkowska

Zbadane w dziesięciu próbkach z czterech stanowisk żwiry średnioziarniste Równiny Piotrkowskiej (rys. 2, tab. 1), charakteryzują się w zasadzie brakiem skał węglanowych, poza dwiema próbkami z Lewkówki (rys. 7). Żwiry w Lewkówce są wyjątkowe jeszcze z innego powodu – w pięciu na sześć próbek znaleziono łupki paleozoiczne (0,4–5,2%).

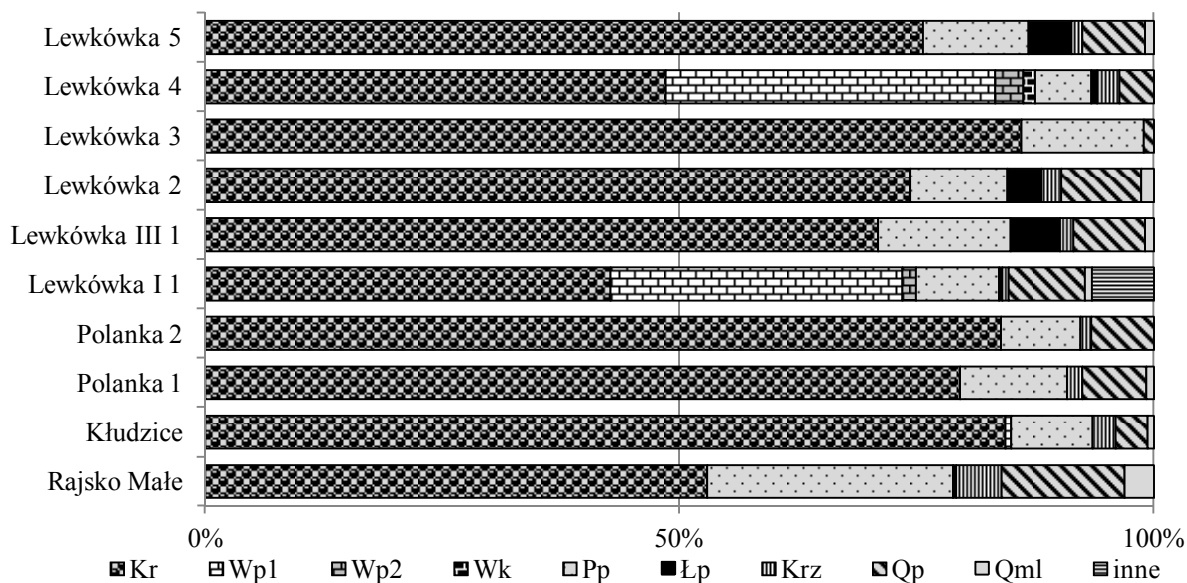
Dominującą grupą petrograficzną osadów IV strefy, identyfikowaną w żwirach średnioziarnistych, są skały krystaliczne. Udział procentowy piaskowców mieści się w przedziale 6–25%. Liczną grupę stanowią też ziarna kwarcu, obecne we wszystkich przeanalizowanych próbkach osadu. Na uwagę zasługuje obecność krzemieni w 9 z 10 próbek.

Przeprowadzone badania wykazały różniący się w niewielkim stopniu udział procentowy typów petrograficznych fluwioglacjalnych żwi-

rów średnioziarnistych w poszczególnych strefach. Głównymi typami petrograficznymi są skały krystaliczne oraz, jeśli próbka reprezentuje osad niezwięzły, wapienie dolnopaleozoiczne.

Szarym wapieniom sylurskim, o wychodniach w dnie środkowego Bałtyku, z reguły towarzyszą czerwone wapienie ordowickie, pochodzące z zachodniej części akwenu morskiego, tj. z dna morskiego w okolicach Wyspy Olandii (rys. 3).

Udział piaskowców w 62 próbkach żwirów średnioziarnistych jest stabilny. Jedynie w Kamińsku (strefa III) zanotowano ponadprzeciętny, bo sięgający 48,1% udział tych skał. Ta wartość jest z pewnością sztucznie zawyżona z racji matematycznych obliczeń procentowego udziału żwirów pozbawionych wapieni dolnopaleozoicznych. Niemniej, próbek odwapnionych przeanalizowano więcej i w żadnej tego typu nie stwierdzono tak wyraźnie odbiegającego od normy udziału piaskowców.



Rys. 7. Udział procentowy grup petrograficznych żwirów średnioziarnistych osadów fluwioglacjalnych; IV strefa obszaru badań

objaśnienia symboli petrograficznych w tab. 2

Percentages of the petrographical groups of the fluvioglacial gravel; zone IV of research area

explanation of petrographic symbols see Tab. 2

Spośród skał, których przeciętny udział nie przekracza 5%, na uwagę zasługują krzemienie i łupki paleozoiczne (tab. 3). Najwięcej krzemieni zidentyfikowano w żwirach strefy II (Wzgórza Dobryszyckie), tj. ok. 2,99%. W pozostałych strefach, przeciętny procentowy udział tych skał oscylował między 1,36% a 1,78%. Inaczej rozkłada się przeciętny

udział procentowy łupków paleozoicznych. Najwięcej (1,46%) stwierdzono ich w próbkach żwirów IV strefy (Równina Piotrkowska). Żwiry II i III strefy są pod względem udziału procentowego tych skał bardzo do siebie podobne (0,34–0,35%). Udział procentowy łupków paleozoicznych w żwirach średnioziarnistych I strefy form glacialicznych to zaledwie 0,09%.

Tabela 3

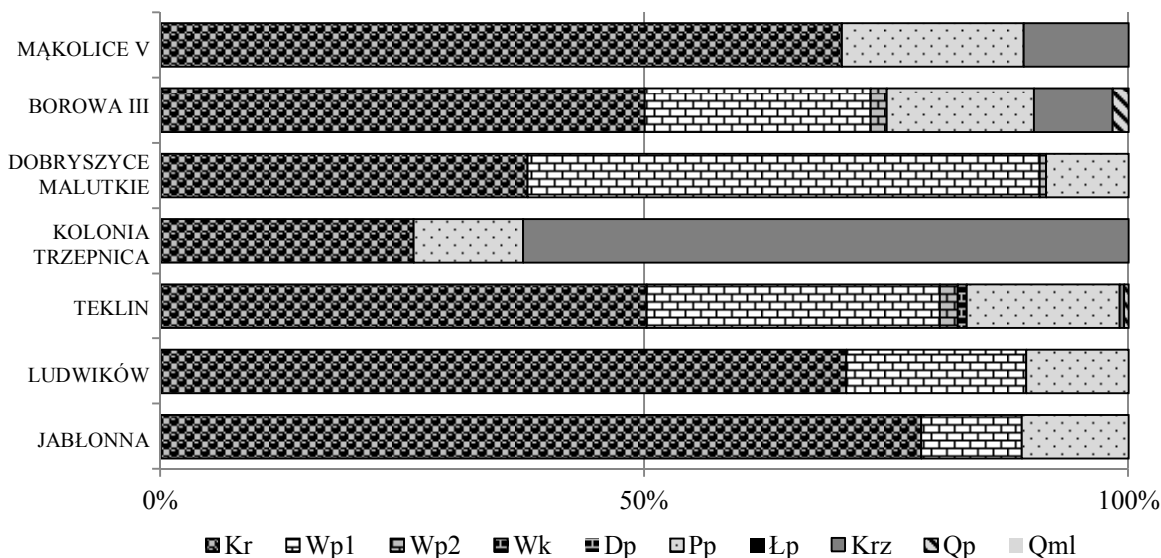
Przeciętny procentowy udział małowliczebnych krzemieni i łupków paleozoicznych w żwirach średnioziarnistych 5–10 mm obszaru badań (objaśnienia w tab. 2)

Average percentages of less numerous flints and Paleozoic slates in medium coarse gravels from the study area (for explanation see Tab. 2)

Strefa	Zawartość	
	Krzemienie średnia [%]	Łupki paleozoiczne średnia [%]
I	1,36	0,09
II	2,99	0,34
III	1,77	0,35
IV	1,78	1,46

## WYNIKI ANALIZY PETROGRAFICZNEJ FRAKCJI GRUBOZIARNISTEJ

Wyniki analizy petrograficznej frakcji gruboziarnej (20–60 mm) przedstawiono dla trzech stref glacialnych I–III na rysunku 8.



Rys. 8. Udział procentowy grup petrograficznych żwirów gruboziarnistych osadów fluwioglacjalnych stadiału warty obszaru badań

I strefa – Jabłonna, Ludwików, II strefa – Teklin, Kolonia Trzepnica, III strefa – Dobryszycy, Borowa, Mąkolice; objaśnienia symboli petrograficznych w tab. 2

Percentages of the petrographical groups of the fluvioglacial gravel in study area

zone I – Jabłonna, Ludwików, zone II – Teklin, Kolonia Trzepnica, zone III – Dobryszycy, Borowa, Mąkolice; explanation of petrographic symbols see Tab. 2

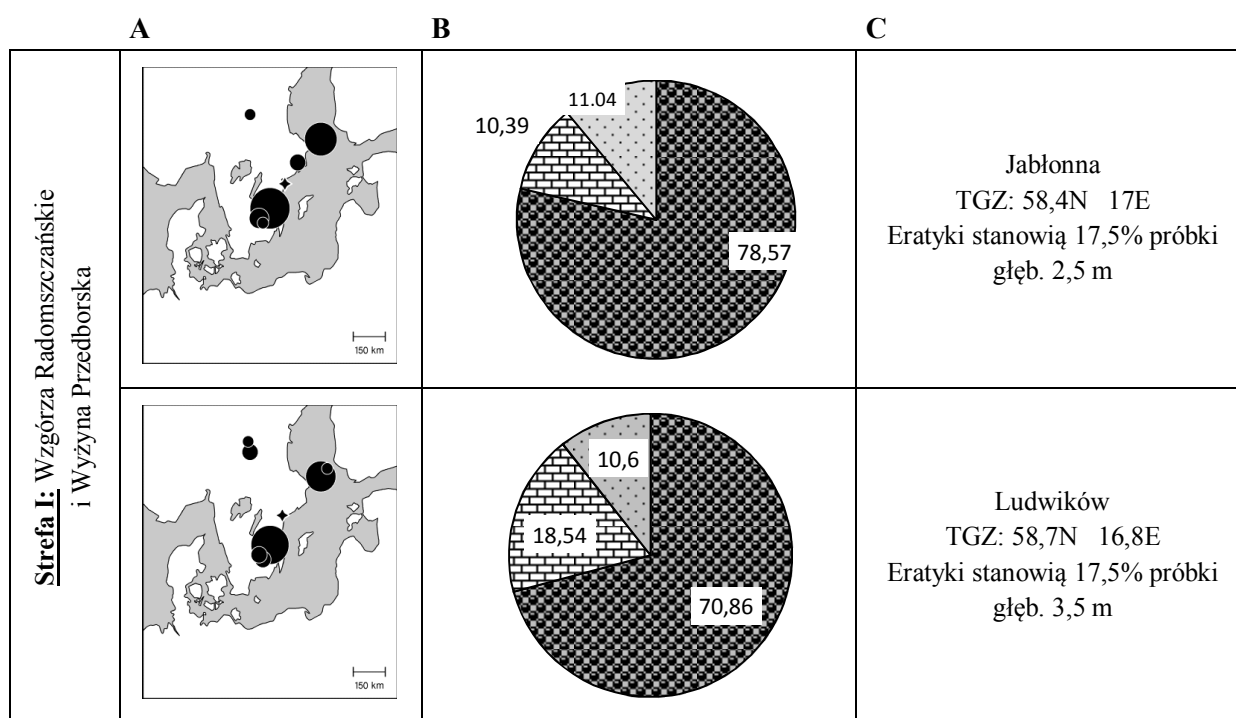
### Strefa I – Wzgórza Radomszczańskie i Grzbiet Przedborski

Żwiry strefy I, w Ludwikowie (w stożku glacialnym) i Jabłonie (w sandrze), cechuje bardzo podobny skład i udział procentowy typów petrograficznych (rys. 8, 9). Ponad 70% próbek stanowią skały krystaliczne, udział wapieni dolnopaleozoicznych mieści się w przedziale ok. 10–18%; najmniejszą, ale w obu próbkach prawie identyczną, ilość zajmują piaskowce (ok. 11%).

W grupie eratyków przewodnich, które stanowią aż 17,5% całej próbki żwirów gruboziarnistych, dominują skały ze Småland (rys. 8, 9). Są to granity Småland oraz szare i czerwone granity Växjö. Z wychodni na Wyspach Alandzkich pochodzą liczne alandzkie porfiry kwarcowe. Kilka skał pochodzi z Dalarny. W próbce w Jabłonie udało się także zidentyfikować dwa

egzemplarze granitu Stockholm z Uppland. Teoretyczne centra gławowe obu próbek mieszczą się w bardzo bliskim sąsiedztwie (rys. 9): TGZ Jabłonna: 58,4° N i 17° E, TGZ Ludwików: 58,7° N i 16,8° E.

Jeśli uwzględnić bardzo duży udział skał krystalicznych i niewielki skał węglanowych w próbkach żwirów I strefy, to można przypuszczać, że masa lodu, jaka dotarła po południowy skraj obszaru badań, musiała przemieszczać się głównie po wychodniach tarczy bałtyckiej, tj. po południowo-wschodniej części dzisiejszej Szwecji. Obecne w próbce wapienie i piaskowce to skały, które mogły zostać inkorporowane przez lądolód z dna zachodniej części środkowego Bałtyku, w okolicach wysp Olandii i Gotlandii. Lądolód ominął wychodnie Skanii, Blekinge i Bornholmu, względnie nie miał tam zdolności inkorporacyjnych.



Rys. 9. Wyniki poszerzonej analizy petrograficznej żwirów gruboziarnistych I strefy

A – pochodzenie eratyków przewodnich z zaznaczoną lokalizacją TGZ, B – udział procentowy typów petrograficznych żwirów gruboziarnistych (por. rys. 8), C – informacje dodatkowe

Extended petrographical analysis of the coarse gravel from zone I

A – source areas of the indicator erratics with locations of the TGZ=TSC (theoretical stone centre), B – percentages of the various petrographical types of the coarse (20–60 mm) gravel (compare Fig. 8), C – additional information

Strefa II – Wzgórze Dobryszyckie

Skład petrograficzny żwirów gruboziarnistych II strefy jest zróżnicowany (rys. 8, 10). Podczas gdy w osadach z Teklina stwierdzono typowy skład i udział procentowy typów petrograficznych, to w nieodległej Kolonii Trzempnica osady pod względem składu petrograficznego odbiegają wyraźnie od normy. Przede wszystkim wśród żwirów tej ostatniej nie zidentyfikowano ani jednego egzemplarza skały węglanowej. Ponieważ nie stwierdzono tych skał również we frakcji średniożwirowej, należy sądzić, że materiał do analizy pobrano ze strefy odwapnionej. Być może pochodzi ona z podłoża paleogeńskiego, zbudowanego z rumoszu skalnego i zwięzłych glin (por. Wachecka-Kotkowska 2004). Główny udział w próbce mają krzemienie (ok. 63%). Ponadto stwierdzono nieco powyżej 26% skał krystalicznych oraz ok. 11% piaskowców. W przypadku próbki z Teklina, połowę żwirów gruboziarnistych stanowią skały krystaliczne, 30% jest wapieni dolnopaleozoicznych, a 16% – piaskowców. Warto odnotować fakt, że w próbce znale-

ziono śladowe ilości: czerwonych wapieni ordowickich, kruchych i niezwykle rzadko identyfikowanych w tej frakcji wapieni kredowych oraz krzemieni i kwarcu.

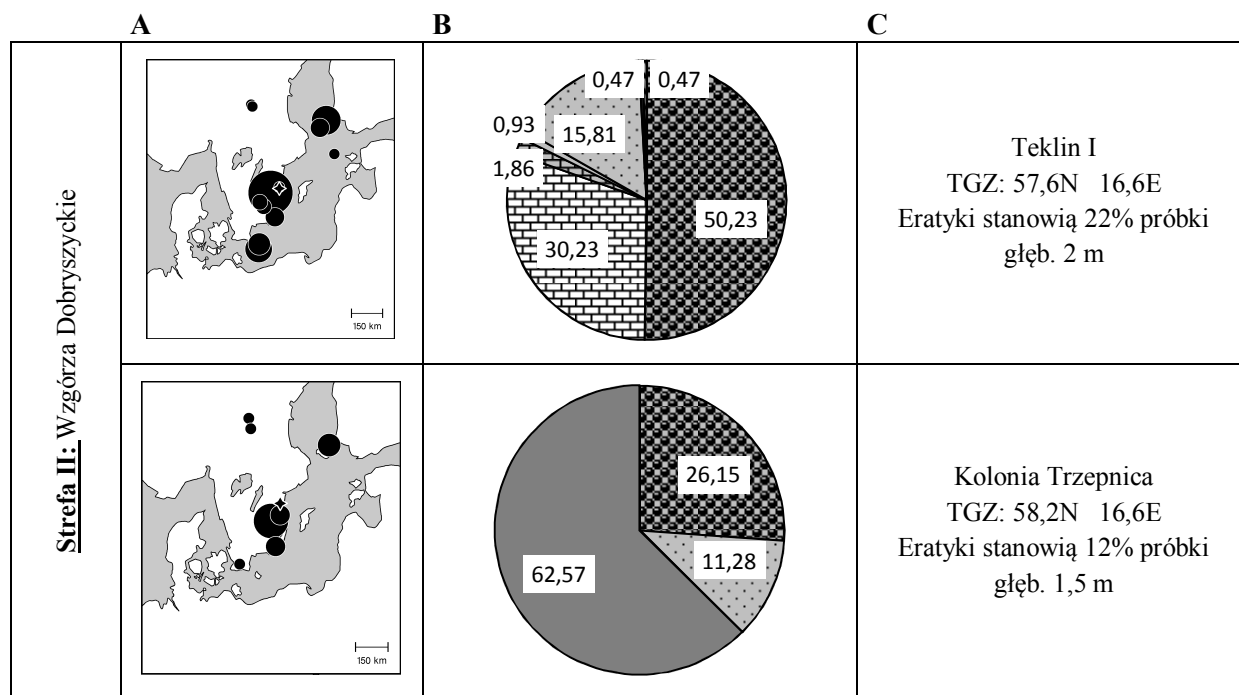
Podsumowując należy stwierdzić, że te dwa sąsiadujące ze sobą stanowiska różni ilościowo udział krzemieni. Biorąc pod uwagę fakt, że krzemienie występują we frakcji żwirów średnioziarnistych w ponadprzeciętnej ilości, należy domniemywać, że osady w Kolonii Trzempnica zostały wzbogacone w te skały lokalną wychodnią głębszego podłoża. Być może wspomniane wcześniej zwięzłe podłoże paleogeńskie, pozbawione skał węglanowych, jest wzbogacone w odporne na niszczenie krzemienie.

W obu próbkach zidentyfikowano przede wszystkim eratyki z wychodni w południowo-wschodniej Szwecji: krystaliczne granity Småland i Västergötland oraz osadowe kwarcyty Västervik oraz piaskowce Tessini i Kalmarsund. Wśród żwirów są także narzutniaki z Wysp Alandzkich oraz kilka egzemplarzy eratyków z Dalarna w środkowej Szwecji. W próbkach stwierdzono także obecność eratyków krystalicznych i osa-

dowych ze Skanii i Bornholmu, a więc z południowych wychodni skandynawskich.

Teoretyczne centra głazowe obu próbek leżą na tej samej długości geograficznej, tj. 16,6° E (rys. 10). Różnica w szerokości geograficznej obu TGZ to zaledwie 0,6 stopnia:  $\varphi$  Teklin I: 57,6° N,  $\varphi$  Kolonia Trzepnica 58,2° N (rys. 10).

Eratyki przewodnie stanowią 12% (Kolonia Trzepnica) i 22% (Teklin I) wszystkich badanych żwirów 20–60 mm. Wydaje się, że masa lodu, która dotarła do Teklina, musiała przemieszczać się rynną Bałtyku i wschodnim skrajem dzisiejszej Szwecji – wskazują na to eratyki, których wychodnie tam się właśnie znajdują.



Rys. 10. Wyniki poszerzonej analizy petrograficznej żwirów gruboziarnistych II strefy

A – pochodzenie eratyków przewodnich z zaznaczoną lokalizacją TGZ, B – udział procentowy typów petrograficznych żwirów gruboziarnistych (porównaj rys. 8), C – informacje dodatkowe

#### Extended petrographical analysis of the coarse gravel from zone II

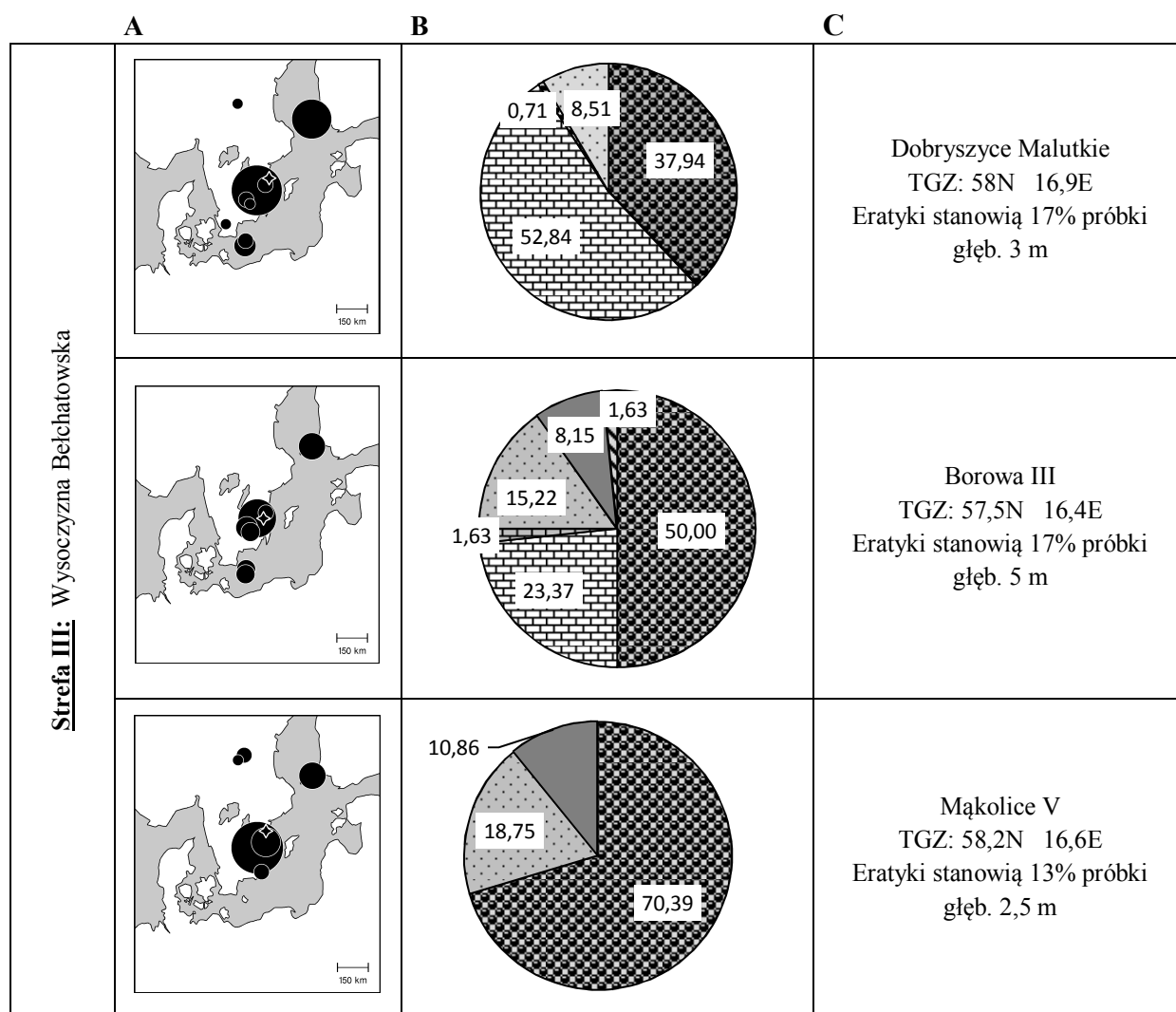
A – source areas of the indicator erratics with locations of the TGZ=TSC (theoretical stone centre), B – percentages of the various petrographical types of the coarse (20–60 mm) gravel (compare Fig. 8), C – additional information

Osad, z którego pochodzi analizowana próbka z Kolonii Trzepnica, został wzbogacony w krzemienne skały lokalne. Brak wapieni wskazywać może na pobór materiału do analiz ze strefy zwiertrzałej, względnie dowodzić, że zindywidualizowany strumień lodowy nie przemieszczał się po dnie ówczesnego Bałtyku, a wyłącznie po wychodniach krystalicznych tarczy bałtyckiej.

#### Strefa III – Wysoczyzna Bełchatowska

Badania wykonano w obębie pagóra moreny czołowej (Dobryszyc Malutkie), kemu (Borowa III) oraz moreny martwego lodu (Mąkolice V). Analiza petrograficzna żwirów gruboziarnistych wykazała, że trzy próbki różnią się między sobą

obecnością wapieni dolnopaleozoicznych i krzemieni (rys. 8, 11). W próbce z Dobryszyc dominują łącznie, z ponad 50% udziałem, szare wapienie sylurskie i czerwone wapienie ordowickie. Około 38% stanowią skały krystaliczne, a resztę, tj. 8,5% – piaskowce. W Borowej reprezentowane są również inne grupy petrograficzne. Obok skał krystalicznych (50%), wapieni dolnopaleozoicznych (25%, w tym czerwonych ordowickich) i piaskowców (15%), w próbce stwierdzono obecność krzemieni i kwarcu. Natomiast w próbce z Mąkolice zidentyfikowano tylko trzy typy petrograficzne: skały krystaliczne (ponad 70%), piaskowce (ok. 19%) i krzemienie (ok. 11%).



Rys. 11. Wyniki poszerzonej analizy petrograficznej żwirów gruboziarnistych III strefy

A – pochodzenie eratyków przewodnich z zaznaczoną lokalizacją TGZ, B – udział procentowy typów petrograficznych żwirów gruboziarnistych (porównaj rys. 8), C – informacje dodatkowe

Extended petrographical analysis of the coarse gravel from zone III

A – source areas of the indicator erratics with locations of the TGZ=TSC (theoretical stone centre), B – percentages of the various petrographical types of the coarse (20–60 mm) gravel (compare Fig. 8), C – additional information

Na podstawie wyników analizy petrograficznej żwirów gruboziarnistych, można pokusić się o wskazanie pewnej tendencji: w miarę przesuwania się z południa na północ maleje w ich składzie udział procentowy wapieni dolnopaleozoicznych, a wzrasta skał krystalicznych i krzemieni.

We wszystkich trzech próbkach stwierdzono, że najbardziej reprezentowane są wychodnie południowo-wschodniej Szwecji. Z tamtego regionu pochodzą bowiem skały krystaliczne: granity Småland i Våxjö oraz skały osadowe: kwarcyty Västervik i piaskowce Tessini. W każ-

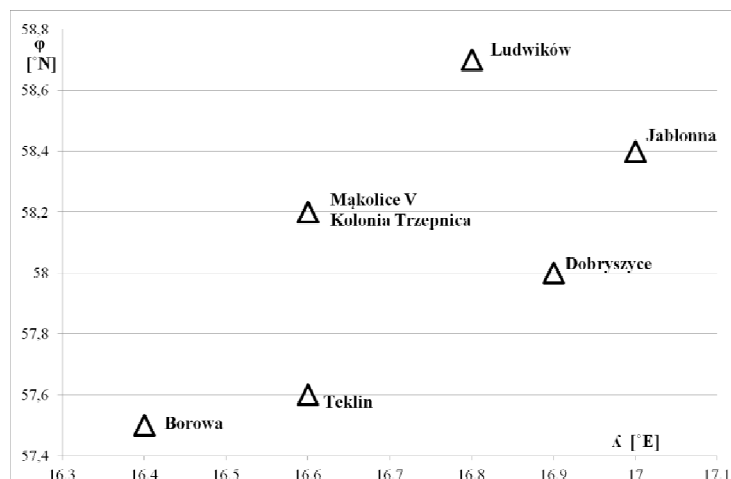
dej z próbek zidentyfikowano narzutniaki z Wysp Alandzkich. Były to głównie granity, ale także rapakivi alandzkie. W Dobryzycach i Borowej, gdzie stwierdzono obecność wapieni dolnopaleozoicznych, znaleziono pojedyncze skały z Bornholmu, a w Dobryzycach i Mąkolicach – z Dararny.

Współrzędne geograficzne teoretycznych centrów głazowych różnią się: TGZ Dobryczyce Małe: 58 N i 16,9 E; TGZ Borowa Góra: 57,5° N i 16,4° E; TGZ Mąkolice V: 58,2° N i 16,6° E (rys. 11, 12). Udział eratyków przewodnich w próbkach

żwirów gruboziarnistych wahał się między 13% a 17%.

Masa lodu, jaka dotarła do dzisiejszych stanowisk Dobryczyce i Borowa, musiała przemieszczać się po wychodniach Bałtyku. Jeden egzemplarz porfiru Dalarna wśród żwirów w Dobryzyczach nie wnosi żadnej istotnej informacji

w tej kwestii. Z kolei, z jednej strony brak wapieni dolnopaleozoicznych i granitów bornholmskich, a z drugiej – obecność krzemieni i narzutniaków z Dararna może sugerować wędrówkę docierającego do Mąkolic lądolodu po wychodniach magmowych dzisiejszej Szwecji.



Stanowisko	dług. geogr. (°E)	szer. geogr. (°N)
Jabłonna	17	58,4
Ludwików	16,8	58,7
Teklin	16,6	57,6
Kol. Trzepnica	16,6	58,2
Dobryczyce	16,9	58
Borowa III	16,4	57,5
Mąkolice V	16,6	58,2

Rys. 12. Współrzędne geograficzne i położenie teoretycznych centrów gładzowych (TZG) próbek żwirów gruboziarnistych obszaru badań

Geographical co-ordinates and location of the theoretical erratic centres (TSC) of the samples of the coarse (20–60 mm) gravel from the study area

## PODSUMOWANIE

Na obrzeżeniu Niżu i Wyżyn Polskich, przebadano osady fluwioglacjalne pod kątem cech petrograficznych frakcji średniożwirowej (4–10 mm; 63 próbek) i grubożwirowej (20–60 mm; 7 próbek). Analizę petrograficzną 7 próbek żwirów gruboziarnistych poszerzono o identyfikację eratyków przewodnich i statystycznych.

Przeprowadzone badania wykazały, że formy marginalne występujące na obszarze badań są zbudowane z osadów o podobnych cechach petrograficznych. Istniejące między nimi zróżnicowanie, wyrażane w różnym procentowym udziale tych samych typów petrograficznych między próbkami, wiąże się z badaną frakcją oraz miejscem poboru próbek.

Dwoma podstawowymi grupami petrograficznymi identyfikowanymi w grupie żwirów średnioziarnistych są wapień dolnopaleozoiczne i skały krystaliczne. Jeśli w próbce są reprezentowane wapień, to ich udział procentowy zasadniczo przewyższa udział procentowy skał krystalicznych. Wyjątkiem są osady w Mąkolicach i Lewkówce. Jeśli natomiast próbkę

pobrano w strefie wymycia/zwietrzałej, to wapień w próbce są nieobecne.

We frakcji grubożwirowej w stosunku do średniożwirowej, podobnie jak wykazały inne badania autorki (Górska 2000a), ilość wapieni zmniejsza się, a skał krystalicznych wzrasta. Ta typowa tendencja jest efektem cech fizycznych skał.

Trzecią pod względem liczebności grupą petrograficzną są piaskowce. Są one obecne w każdej próbce obu frakcji. Ich ilość na wykresach wydaje się być różna.

Kolejną grupą petrograficzną stwierdzoną w badanych próbkach osadów wolnolodowcowych są kwarcy. Powszechna obecność kwarcu w tego typu osadach nie dziwi – typowy fluwioglacjal jest bowiem wzbogacony w te „twarde” komponenty petrograficzne (Haldorsen 1982; Böse 1989; Górska 2000a). Udział procentowy kwarcu zmniejsza się wyraźnie, a nawet zanika wśród żwirów gruboziarnistych, co jest typowe dla tej grupy petrograficznej (np. Schulz 1973).

Haldorsen (1982) i Böse (1989) twierdziły dodatkowo, że także obecność krzemienia jest cechą charakterystyczną dla osadów wodnolodowcowych. Krzemienie są obecne w osadach wszystkich stref obszaru badań, przy czym największy ich odsetek (przeciętnie ok. 3%) stwierdzono w strefie II – Wzgórzach Dobryszyckich. W pozostałych strefach udział krzemienia waha się między 1,4% a 1,8%. Krzemienie są obecne także w czterech próbkach żwirów gruboziarnistych. Ponadprzeciętna ilość tej grupy petrograficznej w osadzie z Kolonii Trzepnica mogłaby być następstwem wzbogacenia w ten komponent w jakiejś niedalekiej, lokalnej wychodni.

W żwirach średnioziarnistych wszystkich czterech stref znajdują się miękkie i kruche łupki paleozoiczne. Ich przeciętny udział jest różny, wielokrotnie większy na północy (strefa IV – Równina Piotrkowska) niż na południu obszaru badań (strefa I – Wzgórze Radomszczańskie i Grzbiet Przedborski) (tab. 3). Może to być wyjaśnione przez fakt, że obecność łupków w materiale wodnolodowcowym na pograniczu Nizin i Wyżyn Polskich raczej trudno wiązać ze skandynawskim źródłem. Miękkie łupki paleozoiczne ulegają całkowitemu rozruci w kilka-kilkanaście kilometrów od źródła pochodzenia (np. Lilliesköld 1990). Erozję tych skał przyspiesza także wysokoenergetyczne środowisko wód lodowcowych. Skoro więc łupki są w badanym osadzie, musi być inne źródło ich pochodzenia. Mogłaby nim być lokalna wychodnia w niedalekiej odległości od obszaru badań. Być może znajdowała się ona w bezpośrednim sąsiedztwie strefy IV – Równiny Piotrkowskiej, w osadach której zidentyfikowano największą przeciętną ilość tych skał. Łupków paleozoicznych nie zidentyfikowano w grupie żwirów gruboziarnistych.

Rozpatrując wyniki analizy eratyków przewodnich i wskaźnikowych można zauważyć, że główny strumień lądolodu warciańskiego, który odłożył osad w południowej części obszaru badań, musiał przemieszczać się zarówno po zachodniej części dna Bałtyku, począwszy od wychodni w okolicy Wysp Alandzkich, jak i wzdłuż wschodniego wybrzeża dzisiejszej południowej Szwecji.

Osady Wzgórz Dobryszyckich zostały przywleczone przez ten sam strumień glacialny; świadczą o tym eratyki przewodnie z Teklina, głównie skały pochodzące z dna Bałtyku, takie jak: czerwony porfir bałtycki, granity z Born-

holmu, piaskowce Tessini, a także eratyki wskaźnikowe: bałtyckie piaskowce jotnickie, wapienie sylurskie i ordowickie.

Łądolód, który zdeponował osady w strefie III musiał przemieszczać się po bałtyckich wychodniach wapieni dolnopaleozoicznych i wychodniach skał krystalicznych wschodniej części południowej Szwecji. Zbliżając się do miejsca depozycji w Borowej i Mąkolicach, strumień glacialny poruszał się po lokalnych wychodniach krzemieni, bo żwiry tych stanowisk są wzbogacone w te skały. Dodatkowo osady w Mąkolicach reprezentują wysoki stan zwietrzenia, ponieważ nie stwierdzono w próbkach skał węglanowych.

Należy podkreślić, że po raz pierwszy na pograniczu Nizu i Wyżyn Środkowopolskich zastosowano w badaniach osadów fluwioglacjalnych analizy mające na celu identyfikację skał skandynawskich. Były to analizy petrograficzne frakcji średniożwirowej (4–10 mm) i frakcji grubożwirowej (20–60 mm). Frakcja grubożwirowa została z kolei poddana analizie identyfikacji przewodnich i wskaźnikowych eratyków skandynawskich. Wyniki analizy eratyków przewodnich posłużyły wyliczeniu teoretycznego centrum gławowego. W efekcie otrzymano szczegółowy obraz osadów strefy marginalnej ostatniego lądolodu w środkowej Polsce w kontekście ich cech petrograficznych. Jest to największy walor przeprowadzonych badań.

W świetle przeprowadzonych kompleksowych analiz skład petrograficzny wskazuje na duże podobieństwo badanych osadów w obu frakcjach (4–10 mm i 20–60 mm) we wszystkich czterech strefach obszaru badań między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborem. Potwierdza to także TZG, które lokuje się w wąskim przedziale, określonym współrzędnymi geograficznymi: 16,4–17,0° E oraz 57,5–58,7° N. Na tej podstawie istnieją przesłanki do stwierdzenia, że badany obszar znalazł się w zasięgu tego samego strumienia glacialnego, zasilanego materiałem petrograficznym, który miał wychodnie na terenie dzisiejszej południowo-wschodniej Szwecji oraz zachodniej części środkowego Bałtyku. Tym samym można przyjąć, że w całym badanym obszarze były to osady związane z lądolodem warty. Jest to dowód istnienia lobu Pilicy-Luciąży, co przeczy istnieniu strefy interlobalnej, ekstraglacjalnej lądolodu warty między lobem zachodnim Widawki i wschodnim – Rawki.



Prace badawcze zostały sfinansowane z grantu N N306 721140 „Morfogeneza obszaru pomiędzy Radomskiem, Przedborzem i Piotrkowem Trybunalskim jako świadectwo uwarunkowań, przebiegu i roli najmłodszych zdarzeń glacialnych pogranicza Nizy i Wyżyn środkowej Polski”.

Cyfrowy model terenu z wyróżnionymi strefami rzeźby glacialnej oraz zestawienie wszystkich omówionych stanowisk badawczych i ich lokalizację na tle interpretacji kierunków nasunięcia lobów przedstawiono w załączniku na końcu tomu.

## LITERATURA

- Böse M. 1979. „Die geomorphologische Entwicklung im westlichen Berlin nach neueren stratigraphischen Untersuchungen“. *Berliner Geographische Abhandlungen* 28: 1-43.
- Böse M. 1983. „Zum Aufbau der Sedimente im Berliner Urstromtal nach Kiesanalysen von Geschiebemergeln“. *Zeitschrift für Geomorphologie* NF 27 (2): 139-145.
- Böse M. 1989. „Methodisch-stratigraphische Studien und paläomorphologische Untersuchungen zum Pleistozän südlich der Ostsee“. *Berliner Geographische Abhandlungen* 51: 1-114.
- Böse M., M. Górka. 1995. „Lithostratigraphical studies in the outcrop at Ujście, Toruń-Eberswalde Pradolina, western Poland“. *Eiszeitalter und Gegenwart* 45: 1-14.
- Cepek G. 1962. „Zur Grundmoränenstratigraphie in Brandenburg“. *Berichte der Deutschen Gesellschaft für Geologische Wissenschaften*, Serie B, 7 (2): 275-278.
- Cepek A.G. 1969. „Zur Bestimmung und stratigraphischen Bedeutung der Dolomitgeschiebe in den Grundmoränen im Nordteil der DDR“. *Geologie* 18 (6): 657-673.
- Cepek A.G. 1973. „Zur stratigraphischen Interpretation des Quartärs der Stoltera bei Warnemünde nach neuen Geschiebeanalysen“. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, 1 (9): 1155-1171.
- Cepek A.G., 1975. „Zur Stratigraphie des Quartärs in den Kliffprofilen nördlich Saßnitz/Rügen“. *Wiss. Zeitschr. d. Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald* 24 (3/4): 171-174.
- Cepek A.G. 1981. „Drei Interglaziale in einer mittelbis jungpleistozänen Schichtenfolge östlich von Berlin“. *Zeitschrift für Angewandte Geologie* 27 (9): 397-405.
- Czerwonka J.A. 1998. „Litostratygrafia glin lodowcowych: uwagi metodyczne“. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 385: 113-126.
- Czerwonka J.A., D. Krzyszkowski. 1994. „Pleistocene stratigraphy and till petrography of the central Great Poland Lowland“. *Folia Quaternaria* 65: 7-71.
- Czubla P. 2001. Eratyki fennoskandzkie w Polsce Środkowej i ich znaczenie stratygraficzne. *Acta Geographica Lodziensia* 80.
- Gałązka D. 2004. Zastosowanie makroskopowych badań eratyków do określenia stratygrafii glin lodowcowych środkowej i północnej Polski. Maszynopis pracy doktorskiej. Warszawa: Archiwum Wydziału Geologii UW.
- Górka M. 1998. „Zalety i wady analiz petrograficznych osadów lodowcowych“. *Główne kierunki badań geomorfologicznych w Polsce - stan aktualny i perspektywy. Referaty i komunikaty*. IV Zjazd Geomorfologów Polskich. Lublin 3-6 czerwca 1998: 275-289.
- Górka M. 1999. „Advantages and disadvantages of petrographical analyses of glacial sediments“. *Kwartalnik Geologiczny* 43 (2): 241-250.
- Górka M. 2000a. „Wybrane właściwości petrograficzne vistuliańskich moren dennych środkowej i zachodniej Wielkopolski oraz ich znaczenia dla oceny dynamiki ostatniego lądolodu“. *Prace PTPN* 26: 1-145.
- Górka M. 2000b. „Petrografia osadów lodowcowych w południowej Wielkopolsce (Włoszakowice)“. *Przegląd Geologiczny* 48(4): 364-367.
- Górka M. 2000c. „Narzutniaki skandynawskie – metodyka badań i interpretacja. Analiza eratyków ze stanowiska w Koczerach koło Drohiczyzna“. *Warsztaty terenowe „Osady, struktury deformacyjne i formy warciańskiej strefy glajomarginalnej na Nizinie Podlaskiej”*. Lublin - Mielnik, 25-29.09.2000: 67-72.
- Górka M. 2001. „Petrografia glin morenowych w Wielkopolsce”. Poznań: Wydawnictwo UAM, seria *Geografia* 64: 149-173.
- Górka M. 2002a. „Petrographie von uckermärkischen Geschieben“. *Geologische Brandenburgische Beiträge* 3: 35-47.
- Górka M. 2002b. „Petrografia osadów akumulacji lodowcowej i wodnolodowcowej Pojezierza Drawskiego”. *Badania Fizjograficzne nad Polską Zachodnią*, Seria A, 53: 29-42.
- Górka M. 2003a. „Analiza petrograficzna narzutniaków skandynawskich”. W *Analizy sedymentologiczne osadów glacialnych*, Lublin: 23-31. Wydawnictwo UMCS.

- Górská M. 2003b. „Nowe znalezisko porfiru rombowego z Oslo na terenie północno-zachodniej Polski”. *Przegląd Geologiczny* 51 (7): 580-585.
- Górská M. 2006. „Narzutniaki przewodnie z Sobolewa (sandr suwalsko-augustowski)”. *Prace Komisji Paleogeografii Czwartorzędu PAU* 3 (2005): 209-212.
- Górská-Zabielska M. 2010. „Analiza petrograficzna osadów glacialnych – zarys problematyki”. *Landform Analysis* 12: 48-69.
- Górská-Zabielska M., L. Wachecka-Kotkowska. 2010. Cechy petrograficzne osadów glacialnych budujących powierzchnię Wysoczyzny Belchatowskiej, Równiny Piotrkowskiej i Wzgórz Radomszczańskich - wyniki wstępne. W *Dynamika zaniku lądolodu podczas fazy pomorskiej w NE części Mazur*. XVII Konferencja „Stratygrafia Plejstocenu Polski”, Jeziorowskie, 6-10.09.2010, 58-63. Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny, Państwowy Instytut Badawczy.
- Górská-Zabielska M., L. Wachecka-Kotkowska. 2014. „Petrographical analysis of Warthian fluvio-glacial gravels as a tool to trace the source area – a case study from central Poland”. *Geologos* 20, 3: 183-199.
- Górská-Zabielska M., Zabielski R. 2010. „Petrographic analysis and indicator erratics of gravels of the Odra Lobe”. *Studia Quaternaria* 27: 17-25
- Górská-Zabielska M., R. Zabielski. 2011. „Kleinkieszählung und Leitgeschiebe des Oder Lobus”. *Zeitschrift für Geomorphologie* 55 (4): 493-513.
- Haldorsen S. 1982. „The enrichment of quartz in tills”. W *Till and Related Deposits*. Proceedings of the INQUA-Symposia on the Genesis and Lithology of Quaternary Deposits (USA 1981, Argentina 1982): 141-150.
- Hesemann J. 1975. „Kristalline Geschiebe der nordischen Vereisungen“. Krefeld: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westphalen.
- Kasprzak L. 1988. „Dyferencjacja mechanizmów formowania stref marginalnych faz leszczyńskiej i poznańskiej ostatniego zlodowacenia na Nizinie Wielkopolskiej”. *Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN* 5-6: 1-159.
- Kasprzak L. 1997. „Main lithofacial complexes of the Sława Śląska ice lobe (Vistulian glaciation, Great Poland Lowland)”. *Quaternary Studies in Poland* 14: 17-39.
- Kasprzak L. 2003. Model sedymentacji lądolodu vistuliańskiego na Nizinie Wielkopolskiej. Poznań: Wydawnictwo Naukowe UAM.
- Kasprzak L., S. Kozarski. 1984. Analiza facjalna osadów strefy marginalnej fazy poznańskiej ostatniego zlodowacenia w środkowej Wielkopolsce. Poznań: Wydawnictwo Naukowe UAM, seria *Geografia* 29.
- Kenig K. 1991. Litostratygrafia poziomów glin morenowych w profilach wiertniczych Pojezierza Suwalskiego. Poznań: Wydawnictwo Naukowe UAM, seria *Geografia* 50.
- Kenig K. 1998a. „Petrograficzne podstawy stratygrafii glin morenowych Polski północno-wschodniej”. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego* 380: 1-99.
- Kenig K. 1998b. Nowe ujęcie petrograficznych podstaw stratygrafii glin morenowych w Polsce północno-wschodniej. W *Nowe jednostki stratygraficzne Pojezierza Mazurskiego*. V Konferencja „Stratygrafia Plejstocenu Polski”. Iznota, 1-4.09.1998: 10-11.
- Korn J. 1927. „Die wichtigste Leitgeschiebe der nordischen kristallinen Gesteine im norddeutschen Flachlande. Berlin: *Preussische Geologische Landesanstalt*: 1-64.
- Kozarski S. 1965. „Zagadnienie drogi odpływu wód pradolinnych z zachodniej części Pradoliny Noteci-Warty”. *Prace Komisji Geograficzno-Geologicznej PTPN* 5 (1): 1-97.
- Kozarski S. 1988. „Time and dynamics of the Last Scandinavian Ice-Sheet retreat from north-western Poland”. *Geographia Polonica* 55: 91-101.
- Kozarski S. 1991. Litostratygrafia górnego plenivistulianu Niziny Wielkopolskiej w granicach ostatniego zlodowacenia: nowe dane i interpretacje. Wydawnictwo Naukowe UAM, seria *Geografia* 50: 471-496.
- Kozarski S. 1995. „Deglacjacja północno-zachodniej Polski: warunki i transformacja geosystemu (~20 ka → 10 ka BP)”. *Dokumentacja Geograficzna IGiPZ PAN* 1: 1-82.
- Krienke K. 2003. „Südostrügen im Weichsel-Hochglazial – Lithostratigraphische, lithofazielle, strukturgeologische und landschaftsgenetische Studien zur jüngsten Vergletscherung im Küstenraum Vorpommerns (NE Deutschland)”. *Greifswalder Geowissenschaftliche Beiträge* 12: 1-147.
- Krzyszowski D., J.A. Czerwonka. 1994. „Korelacja litostratygraficzna osadów czwartorzędowych z obszaru na południe od Szczecina”. *Acta Universitatis Wratislaviensis, Prace Instytutu Geologicznego* 7: 37-61.
- Lilliesköld M. 1990. Lithology and transport distance of glaciofluvial material. W *Glacial indicator tracing*, 151-164. Rotterdam: Balkema.
- Lipka E. 2011. Zróżnicowanie cech petrograficznych osadów polodowcowych na Wysoczyźnie Lubuskiej. Maszynopis rozprawy doktorskiej. Poznań: Archiwum WNGiG UAM.
- Lisicki S. 1996. Stratygrafia plejstocenu centralnej części Pojezierza Mazurskiego. W Konferencja „Stratygrafia plejstocenu Polski”, Grabów, 18-20.09.1996: 55-58.

- Lisicki S. 1998a. „Attempt of lithostratigraphic correlation of tills in north-eastern Poland and southern Lithuania”. *Geological Quarterly* 42 (2): 161-172.
- Lisicki S. 1998b. „Interpretacja wyników analizy petrograficznej frakcji żwirowej glin zwałowych w nawiązaniu do ich genezy”. *Przegląd Geologiczny* 46 (5): 410-416.
- Lisicki S. 1998c. „Paleogeograficzny aspekt litostratygrafii glin zwałowych na przykładzie południowo-zachodnich Mazur”. *Przegląd Geologiczny* 46 (7): 599-602.
- Lisicki S. 2000. „Kryteria stosowania litotypów stratygraficznych glin lodowcowych w badaniach czwartorzędu”. *Przegląd Geologiczny* 48 (4): 368-370.
- Lisicki S. 2001. Korelacja litostratygraficzna wybranych profilów osadów czwartorzędowych dorzecza środkowej i dolnej Wisły. Poznań: Wydawnictwo Naukowe UAM, seria *Geografia* 64: 251-259.
- Lisicki S. 2003. „Litotypy i litostratygrafia glin lodowcowych plejstocenu dorzecza Wisły”. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego* 177: 1-105.
- Lüttig G. 1958. „Methodische Fragen der Geschiebeforschung”. *Geologische Jahrbuch* 75: 361-418.
- Lüttig G. 1999. „Geschiebestatistische Anmerkungen zur Quartärstratigraphie des nordischen Vereisungsgebietes”. *Eiszeitalter und Gegenwart – Quaternary Science Journal (E&G)* 49: 144-163.
- Marks L., A. Ber, W. Gogołek, K. Piotrowska. 2006. Mapa Geologiczna Polski w skali 1:500 000. Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny.
- Meyer K.-D. 1983. Indicator pebble and stone count methods. W *Glacial deposits in North-West Europe*, 275-287. Rotterdam: Balkema.
- Meyer K.-D. 1985. „Zur Methodik und über den Wert von Geschiebezählungen”. *Der Geschiebesammler* 19 (2/3): 75-83.
- Meyer K.-D. 1994. „Exkursionsführer zur Quartärgeologie des nordöstlichen Niedersachsen”. *Geschiebekunde Aktuell* 4: 1-36.
- Meyer K.-D. 1998. „Geschiebekundlich-stratigraphische Untersuchungen in der südlichen Lüneburger Heide”. *Mitt. Geol. Inst. Univ. Hannover* 38: 178-188.
- Meyer K.-D. 2000. „Geschiebekundlich-stratigraphische Untersuchungen im Hannoverschen Wendland (Niedersachsen)”. *Brandenburgische Geowiss. Beitr.* 7 (1/2): 115-125.
- Pettersson G. 1997. „Unexpected ice movement directions during the last deglaciation in Ujście, NW Poland - stratigraphical investigations”. *Quaternary Studies in Poland* 14: 85-94.
- Pettersson G. 2002. „Weichselian glaciation in the middle Noteć River region, northwest Poland”. *LUNDQUA Thesis* 47: 1-19.
- Roman M. 2012. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000 ark. Gostynin (481). Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy Instytut Badawczy.
- Różycki S.Z. 1972. Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. Warszawa: PWN.
- Rudolph F. 2005. Strandsteine. Sammeln und Bestimmen von Steinen an der Ostseeküste, Kiel: Gesamtverzeichnis Wachholtz Verlag.
- Rühberg N. 1999. „Über den Wert der Kleingeschiebezählungen (KGZ)”. *Geschiebekunde Aktuell* 15 (3): 87-100.
- Rühberg N., H.-D. Krienke. 1977. „Zur Geschiebeführung der Weichselgrundmoräne im westlichen Odermündungsgebiet”. *Zeitschrift für die Geologische Wissenschaft* 5 (6): 805-813.
- Rutkowski J. 1995a. Badania petrograficzne żwirów. W *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*, 133-150. Warszawa: WGiSR UW.
- Rutkowski J. 1995b. Badania uziarnienia osadów bardzo gruboziarnistych. W *Badania osadów czwartorzędowych. Wybrane metody i interpretacja wyników*, 106-114. Warszawa: WGiSR UW.
- Schulz W. 1973. „Rhombenporphyr-Geschiebe und deren östliche Verbreitungsgrenze im nordeuropäischen Vereisungsgebiet”. *Zeitschrift für die Geologische Wissenschaft* 9: 1141-1154.
- Schulz W. 2003. Geologischer Führer für den norddeutschen Geschiebesammler. Berlin: CW Verlagsgruppe Schwerin.
- Smed P. 1993. „Indicator studies: a critical review and a new data – presentation method”. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 40: 332-340.
- Smed P., J. Ehlers. 2002. Steine aus dem Norden. Geschiebe als Zeugen der Eiszeit in Norddeutschland. Berlin, Stuttgart: Gebrüder Borntraeger.
- Stanisz A. 2001. Przystępny kurs statystyki w oparciu o program STATISTICA PL na przykładach z medycyny. Kraków: StatSoftPolska.
- Svenson C.H. 2005. „Geschützte Findlinge der Insel Rügen”. *Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Mecklenburg-Vorpommern*, Güstrow: 1-28.
- Trembaczowski J. 1961. „Przyczynki do metodyki badań granulometryczno-petrograficznych utworów morenowych”. *Annales Univ. M. Curie-Skłodowska*, sec. B 16 (3): 63-95.
- Trembaczowski J. 1967. „Granulometryczno-petrograficzna charakterystyka glin zwałowych Wysoczyzny Konińskiej”. *Prace Instytutu Geologicznego* 48: 147-162.

- Turkowska K. 2006. Geomorfologia regionu łódzkiego. Łódź: Wydawnictwo UŁ.
- Wachecka-Kotkowska L. 2004. Ewolucja doliny Łuciąży – uwarunkowania klimatyczne i lokalne. *Acta Geographica Lodziensia* 86.
- Wachecka-Kotkowska L. 2015. Rozwój rzeźby obszaru między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedbórzem w czwartorzędzie. Łódź: Wydawnictwo UŁ.
- Wachecka-Kotkowska L., M. Górską-Zabielska. 2011. Extent of the Middle Polish Glaciation (Saalian, MIS 6) in Central Poland in the light of the petrographic analysis. W *Geomorphology for Human Adaptation to Changing Tropical Environments*. IAG/AIG Regional Conference on Geomorphology 2011 Addis Ababa, Ethiopia – February 18-22, 2011: 161.
- Wachecka-Kotkowska L., P. Czubła, M. Górską-Zabielska. 2012a. Petrografia osadów kompleksu środkowopolskiego w okolicach Piotrkowa. W *Korelacja osadów plejstocenu na pograniczu polsko-niemieckim w dolinie dolnej Odry*. XIX Konferencja „Stratygrafia Plejstocenu Polski”, Cedynia, 3-7.09.2012: 110-113.
- Wachecka-Kotkowska L., P. Czubła, M. Górską-Zabielska, E. Król. 2012b. „Poligeniza pagóra w okolicach Mąkolice na wododziale Wisły i Odry na Wysoczyźnie Bełchatowskiej, region łódzki”. *Acta Geographica Lodziensia* 100: 161-178.
- Wachecka-Kotkowska L., P. Czubła, M. Górską-Zabielska, E. Król. 2012c. Stanowisko 5. Mąkolice. Pagór na wododziale Wisły i Odry jako przykład rzeźby poligenicznej. *Czynnik różnicowania rzeźby Niżu Polskiego*. Konferencja Jubileuszowa Profesor Krystyny Turkowskiej, Uniejów 13-15.06. 2012: 131-139.
- Wysota W. 2002. Stratygrafia i chronologia sedymentacji zlodowacenia wisły w południowej części Dolnego Powiśla. Toruń: Wydawnictwo UMK.
- Zabielski R. 1996. „Application of a petrographic method of the till flocs”. *Geological Quarterly* 40 (2): 283-298.
- Zabielski R. 1999. „Jednorodność składu petrograficznego frakcji żwirowej w glinach lodowcowych jako podstawa ich korelacji”. *Posiedzenia Naukowe PIG* 55 (7): 57-59.
- Zabielski R. 2003. Jakie cechy składu petrograficznego glin lodowcowych mogą być przydatne w litostratygrafii? W *Cechy litologiczne plejstoceńskich glin morenowych źródłem informacji stratygraficznych i paleogeograficznych*. Konferencja PIG, 21-22.11.2003: 39-40.
- Zabielski R. 2005. Korelacja glin lodowcowych rejonu Konina z zastosowaniem analizy statystycznej. Maszynopis rozprawy doktorskiej Warszawa: Centralne Archiwum Geologiczne PIG.
- Zandstra J.G. 1999. Platenatlas van noordelijke kristallijne gidsgesteenten. Leiden: Backhuys Publishers.

## GRAVEL PETROGRAPHY AND ERRATICS OF THE GLACIOFLUVIAL SEDIMENTS AS BASE OF CHARACTERISTICS OF THE SOURCE AND TRANSPORT DIRECTION IN THE PIOTRKÓW TRYBUNALSKI, RADOMSKO AND PRZEDBÓRZ AREA (CENTRAL POLAND)

### SUMMARY

**Abstract.** The article presents petrographic features of medium (4–10 mm) and coarse (20–60 mm) gravels for 64 samples from 28 sites together with TGZ (Theoretical Gravel Centre) index for 7 sites. It has been found that in the investigated area in glaciofluvial sediments petrography is generally similar. Also pointed out was, that in the finer gravel fraction the Lower Palaeozoic limestones are rare, however crystalline and flint rocks are more evident. Petrography of the coarse gravel fraction proves that before the ice-sheet reached the Northern Polish Upland slopes, it must have moved along outcrops in the South-East Sweden and the Baltic floor. The connected TGZ index of the sediments investigated lies within 16,4–17,0°E and 57,5–58,7°N coordinates.

**Key words:** gravel petrography, TGZ index, glaciofluvial deposits, Wartanian ice-sheet, Łódź Region, central Poland

The main aim of the study was to verify the hypothesis (Turkowska 2006) questioning the existence of interlobal extraglacial zone of the Wartanian ice sheet in the SE Łódź Region (Fig. 1). The study included fluvio-glacial sediments from 28 sites, building glaciomarginal forms

from the last ice sheet in central Poland (Fig. 2, Tab. 1). Investigation of fluvio-glacial deposits in the area between Piotrków Trybunalski, Radomsko and Przedbórz (Fig. 1), on the border of Central Polish Lowlands and Uplands, was for the first time applied to identify Scandina-

vian rocks – petrographic analysis of gravel in the medium (4–10 mm) and the coarse (20–60 mm) fractions. The coarse one was analyzed to identify maternity area (theoretical center of boulders, TGZ) and erratic Scandinavian indicators (Fig. 3).

The study showed that marginal forms are composed of sediments of similar petrographic characteristics (Figs 4–12). Their variation, expressed in different percentage of the same types among samples, is associated with the fraction tested and the place of sampling. Two basic petrographic groups identifiable of medium gravel are Lower Palaeozoic limestones and crystalline rocks. If limestones are represented in the sample, their percentage substantially exceeds the percentage of crystalline rocks. Deposits at the Mąkolice and Lewkówka sites are the exceptions. If the sample was taken in the area of elution/weathering, the limestones are absent.

This is typical phenomenon resulting from the physical characteristics of rocks. The third and largest petrographic group in this fraction are sandstones. They are present in each sample of both fractions. Quartz is another petrographic group encountered in all tested samples in the 4–10 mm fraction for fluvio-glacial sediments. The universal presence of quartz in this type of sediment is not surprising – the typical fluvio-glacial is in fact enriched by those "hard" petrographic components. The percentage of quartz is markedly reduced or even disappearing in coarse gravel, which is typical for this petrography. Flints are present in the sediments of all zones of the study area, but those found in zone II – Dobryczyckie Hills showed the highest average of approx. 3%. In the remaining zones flint varies between 1.4% and 1.8%. Flints are also present in the four samples of coarse gravel. An above-average amount of flint at the Kolonia Trzeczka site could be the result of enrichment in some distant, local outcrop.

Soft and brittle Palaeozoic shales are visible in the medium gravel of all four zones. Their

average share varies (Tab. 3): the smallest share of shale was found in the Radomsko Hills and Przedbórz Range (zone I), while the largest on Piotrków Plain (zone IV). The presence of those rocks on the border between the Polish Lowlands and Uplands is rather difficult to bind with the Scandinavian source. The source of their origin could be a local outcrop in the vicinity of the study area. Palaeozoic shales have been identified in a group of coarse gravel.

Considering the results of the analysis of guiding and indicating erratics it can be seen that the main stream of the Wartanian ice-sheet, which put down deposits in the southern part of the study, had to move to either the western part of the Baltic seabed, ranging from outcrop in the vicinity of the Åland Islands, and along the east coast of the present-day southern Sweden. Sediments of the Dobryczyce Hills were brought by the same glacial stream, which was testified by the guiding erratic at Teklin; mostly rocks from the bottom of the Baltic Sea, such as red Baltic porphyry, Bornholm granites, Tessini sandstones, as well as erratic indicators: Baltic Jotnian sandstones, red Silurian and Ordovician limestones. The glacier that deposited sediments in zone III had to move around the Baltic Lower Palaeozoic limestone outcrops and outcrops of crystalline rocks in the eastern part of southern Sweden. Approaching the place of deposition at the Borowa and Mąkolice sites glacial stream had to move through the local outcrops of flint, as gravels are enriched in these rocks.

Basing on petrographic analyzes of sediments obtained was a detailed picture of the last continental marginal zone in central Poland. This is also confirmed the theoretical center of boulders (TGZ) located in a narrow range, defined by geographical coordinates: 16.4–17.0° E and 57.5–58.7° N. On this basis, there is evidence to conclude that the area was within the same glacial stream, fed by petrographic material, which had outcrops in what is now south-eastern Sweden, and the western part of the central Baltic Sea.



## ANIZOTROPIA PODATNOŚCI MAGNETYCZNEJ JAKO POTENCJALNE NARZĘDZIE WYZNACZENIA KIERUNKÓW PALEOPRĄDÓW W OSADACH GLACJALNYCH W OBSZARZE MIĘDZY PIOTRKOWEM TRYBUNALSKIM, RADOMSKIEM A PRZEDBORZEM (ŚRODKOWA POLSKA)

### ZARYS TREŚCI

Przedstawiono wyniki pomiarów anizotropii podatności magnetycznej (AMS) osadów czwartorzędowych pobranych z 13 stanowisk położonych w strefach I–IV form glaciogenicznych SE części regionu łódzkiego. Na podstawie analizy statystycznej i graficznej położenia osi głównych elipsoid obrazujących tensory anizotropii podatności magnetycznej, odtworzono kierunki transportu glacialnego dla 206 próbek osadów różnego wieku i typu, głównie glacialnych. Stwierdzono przydatność analizy AMS przy wyznaczaniu kierunku transportu klastów w glinie lodowcowej oraz przy weryfikacji wyników pomiarów kierunkowych w osadach warstwowych wykonanych innymi metodami.

**Słowa kluczowe:** anizotropia podatności magnetycznej, kierunki paleoprądów, osady glacialne, łądolód warty, region łódzki, środkowa Polska

### WPROWADZENIE

Wszystkie rodzaje skał, w tym skały osadowe zawierają w swoim składzie trzy rodzaje minerałów magnetycznych (tzn. ferromagnetyki, paramagnetyki i diamagnetyki), które występują w nich w różnych ilościach. Te magnetyczne minerały pod wpływem działania słabego, zewnętrznego pola magnetycznego o natężeniu  $\vec{H} < 1mT$ , np. ziemskiego pola magnetycznego, nabierają indukowanego namagnesowania  $\vec{M}$ , którego wartość jest proporcjonalna do natężenia zewnętrznego pola magnetycznego  $\vec{H}$ . Kierunek uzyskanego namagnesowania zależy od orientacji owego pola w przestrzeni względem położenia danej formacji skalnej:

$$\vec{M} = k\vec{H} \quad (1)$$

Współczynnik proporcjonalności  $k$  w równaniu (1) to tensor – parametr fizyczny, zwany **podatnością magnetyczną**. Mówi on o tym, jak łatwo dana substancja może być namagnesowana. W układzie SI jest to bezwymiarowa wielkość skalarna opisująca tzw. właściwą (objętościową) podatność magnetyczną.

Wielkość podatności magnetycznej danej skały zależy od koncentracji i rodzaju ferro-, para- i diamagnetyków w jej składzie. Tylko w niektórych skałach, namagnesowanie  $\vec{M}$  indukowane w próbce o symetrycznym kształcie (np. sześcian, walec) ma jednakową wartość, niezależnie od kierunku przyłożenia magnesującego pola. Są to skały magnetycznie **izotropowe**. W zdecydowanej większości skał natężenie namagnesowania, indukowanego przez słabe pole magnetyczne zależy od orientacji próbki skalnej w przestrzeni względem owego pola. Takie skały są **anizotropowe**. Podatność magnetyczna próbek skalnych ( $k$ ) charakteryzuje się na ogół pewnym stopniem anizotropii. Polega to na tym, że wartości podatności magnetycznej zmierzone dla danej próbki w różnych jej położeniach względem cewki magnesującej w przyrządzie pomiarowym różnią się od siebie. Zmienność podatności magnetycznej w funkcji orientacji w przestrzeni jest opisywana matematycznie przez tensor drugiego rzędu  $k_{ij}$  ( $i, j = 1, 2, 3$ ). Macierz opisująca ten tensor:

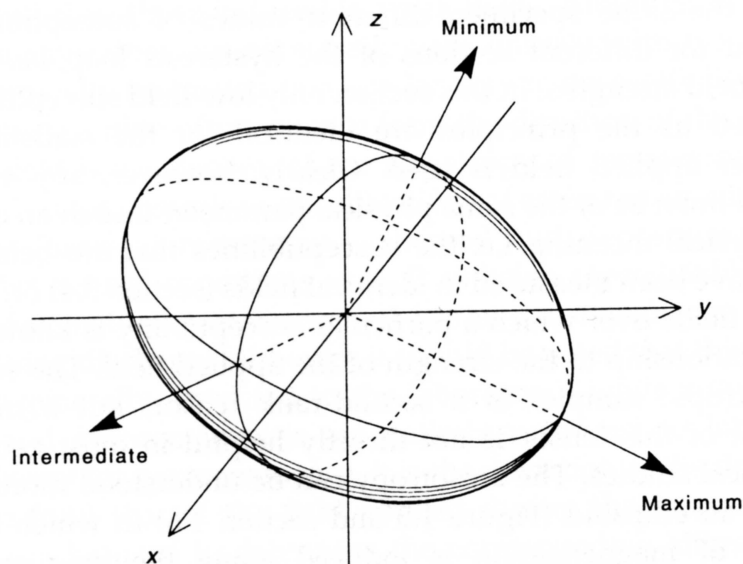
\* Polska Akademia Nauk, Instytut Geofizyki, ul. Księcia Janusza 64, 01-452 Warszawa, e-mail: duzy.canis@gmail.com

\*\* Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, Wydział Nauk Geograficznych, Uniwersytet Łódzki, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź, e-mail: lucyna.wachecka@geo.uni.lodz.pl

$$\begin{matrix} k_{11} & k_{12} & k_{13} \\ k_{21} & k_{22} & k_{23} \\ k_{31} & k_{32} & k_{33} \end{matrix}$$

jest macierzą symetryczną ( $k_{12} = k_{21}$ ,  $k_{13} = k_{31}$ ,  $k_{23} = k_{32}$ ,  $k_{11} = k_{\max}$ ,  $k_{22} = k_{\text{int}}$ ,  $k_{33} = k_{\min}$ ) co oznacza, że wystarczy zrobić tylko 6 pomiarów,

aby wyznaczyć stopień anizotropii podatności magnetycznej. Tensor anizotropii podatności magnetycznej danej próbki skalnej jest zazwyczaj przedstawiany graficznie w postaci elipsoidy, której trzy wzajemnie prostopadłe osie główne odpowiadają zmierzonym wartościom  $k_{\max}$ ,  $k_{\text{int}}$ ,  $k_{\min}$  (rys. 1).



Rys. 1. Elipsoida anizotropii podatności magnetycznej

Trzy wzajemnie prostopadłe osie główne elipsoidy odpowiadają wartościom maksymalnym, pośrednim i minimalnym podatności magnetycznej ( $k$ ) danej próbki, lub w wypadku wyliczenia średniej elipsoidy anizotropii podatności magnetycznej dla grupy  $N$  próbek opisują ich średnie wartości ( $k_{\max}$ ,  $k_{\text{int}}$ ,  $k_{\min}$ )  $\delta_T$  w danym stanowisku. Orientacja w przestrzeni trzech osi głównych jest definiowana we współrzędnych kartezjańskich ( $x, y, z$ ) lub we współrzędnych biegunowych kątami deklinacji i inklinacji (na podstawie Tarling, Hrouda 1993)

#### The ellipsoid of anisotropy of magnetic susceptibility

It can be calculated for each specimen or as the mean ellipsoid of AMS for the group of  $N$  specimens collected in one locality. Three mutual perpendicular main axes of ellipsoid present maximal, intermediate and minimal values of measured magnetic susceptibility of the each specimen or the calculated average values of  $k_{\max}$ ,  $k_{\text{int}}$ ,  $k_{\min}$  for the group of  $N$  specimens taken in one locality. Orientation in space of the three main axes of AMS ellipsoid can be described in the Cartesian ( $x, y, z$ ) or the pole coordinate system by the angles of declination and inclination (after Tarling, Hrouda 1993)

Numerycznie wyliczane są długości oraz kierunki (w przestrzeni) głównych osi owej elipsoidy, odpowiadające w/w wartościom podatności magnetycznej ( $k_{\max} > k_{\text{int}} > k_{\min}$ ) dla danej próbki, oraz po dwa kąty (deklination –  $D$  oraz inklinacja –  $I$ ), określające położenie w przestrzeni każdej z tych osi względem kierunku północy i płaszczyzny poziomej.

Wielkość anizotropii podatności magnetycznej zależy od dwóch czynników, tj. anizotropii pojedynczych ziaren minerałów magnetycznych oraz od stopnia ich uporządkowania

w osadzie. Z kolei anizotropia indywidualnych ziaren magnetycznych zależy tak od ich kształtu, jak i od ich budowy krystalograficznej. Zatem anizotropia podatności magnetycznej danej skały występuje wtedy, gdy osie „łatwego” namagnesowania pojedynczych ziaren minerałów magnetycznych są (statystycznie) w niej uporządkowane (Butler 1992; Tarling, Hrouda 1993). Dla takich minerałów ferromagnetycznych jak np. magnetyt i maghemit (powszechnie występujących w skałach osadowych) osiami łatwego namagnesowania są długie osie ziaren.



## PODSTAWY METODY BADAŃ

### Parametry anizotropii podatności magnetycznej

Parametry anizotropii podatności magnetycznej (AMS), czyli współczynniki określające stopień anizotropii wylicza się na podstawie różnic i wzajemnych stosunków wartości  $k_{\max}$ ,  $k_{\text{int}}$ ,  $k_{\min}$ . W niniejszej pracy wyliczono następujące parametry:

- skorygowany stopień anizotropii  $P_j$ , będący procentową miarą odstępstwa elipsoidy AMS od kształtu kulistego, czyli od przypadku izotropii (wg Jelinek 1981):

$$P_j = \exp \left\{ 2 \left[ (\ln k_{\max} - \ln k_{\text{sr}})^2 + (\ln k_{\text{int}} - \ln k_{\text{sr}})^2 + (\ln k_{\min} - \ln k_{\text{sr}})^2 \right] \right\}^{1/2} \quad (2)$$

$$\text{gdzie: } k_{\text{sr}} = (k_{\max} \times k_{\text{int}} \times k_{\min})^{1/3}$$

jest średnią geometryczną tych trzech wartości podatności magnetycznej.

Są różne wzory określające magnetyczną lineację  $L$  i magnetyczną foliację  $F$ . Popularną definicją tych dwóch parametrów, używaną najczęściej przy opracowywaniu wyników pomiarów AMS na mostkach są następujące wzory:

- na magnetyczną lineację  $L$ :

$$L = (k_{\max} - k_{\text{int}}) / k_{\text{sr}} \quad (3)$$

- na magnetyczną foliację  $F$ :

$$F = (k_{\text{int}} - k_{\min}) / k_{\text{sr}} \quad (4)$$

- na parametr kształtu elipsoidy anizotropii podatności magnetycznej  $T$  (wg Jelinek 1981):

$$T = (2 \ln k_{\text{int}} - \ln k_{\max} - \ln k_{\min}) / (\ln k_{\max} - \ln k_{\min}) \quad (5)$$

Splaszczone elipsoidy anizotropii podatności magnetycznej (w kształcie dysku) mają wartości  $T$  w przedziale  $0 < T < 1,0$ , zaś wydłużone elipsoidy anizotropii podatności magnetycznej mają wartości  $T$  w przedziale  $-1,0 < T < 0$ . Oznacza to, że dla  $T = 0$  mamy do czynienia z trójosiową elipsoidą podatności magnetycznej, w której  $L = F$  (elipsoida staje się kulą), zaś wartość  $P_j > 1$ .

Warto dodać, że w wieloletnim okresie badań anizotropii podatności magnetycznej skał przyjmowano początkowo uproszczone definicje w/w parametrów oraz definiowano szereg dodatkowych wielkości opartych zawsze na pomierzonych podatnościach: maksymalnej, pośredniej

oraz minimalnej. Te dawniej powszechnie stosowane definicje parametrów anizotropii podatności magnetycznej zebrane zostały przez Tarlinga i Hroudę (1993) wraz z uzasadnieniem wprowadzenia dokładniejszych wzorów dla poszczególnych parametrów, wynikających z potrzeby uwzględnienia logarytmu normalnego rozkładu wartości tej wielkości fizycznej dla licznych badanych kolekcji różnych skał. Obecnie w powszechnym użyciu są wzory od (2) do (5), co ułatwia porównywanie wyników uzyskiwanych przez różnych autorów i jest formą ich unifikacji.

### Pomiary anizotropii podatności magnetycznej

Pomiary AMS w Zespole Paleomagnetyzmu IGF PAN w Warszawie są wykonywane w obwodzie zrównoważonego mostka prądu zmiennego. Wprowadzenie próbki w przestrzeń cewki wytwarzającej słabe pole magnetyczne o znanej częstotliwości zaburza równowagę mostka, gdyż zmienia się wartość pola magnetycznego wywołana namagnesowaniem owej próbki. Układ elektroniczny mostka doprowadza przyrząd ponownie do równowagi, określając wartość namagnesowania próbki zależną od jej podatności magnetycznej. Aby uzyskać obraz anizotropii podatności magnetycznej próbki o określonej objętości i kształcie, należy powtórzyć pomiar w co najmniej sześciu, a w praktyce w kilkunastu położeniach próbki względem cewki. Liczba pomiarów dla jednej próbki waha się od 12 do 24 w zależności od typu zastosowanego przyrządu. Badaną kolekcję zmierzono mostkiem MFK1-FA „Agico” produkcji czeskiej, którym wykonuje się standardowo 15 pomiarów AMS, w 15 różnych położeniach próbki względem cewki magnesującej.

Wyliczenie tensora anizotropii podatności magnetycznej, osi głównych elipsoidy anizotropii podatności ( $k_{\max}$ ,  $k_{\min}$ ,  $k_{\text{int}}$ ) i ich orientacji w przestrzeni oraz wszystkich parametrów anizotropii dokonywane jest komputerowo w czasie rzeczywistym. Programy obliczeniowe umożliwiają przedstawienie wyników w formie graficznej oraz wykonanie analizy statystycznej uzyskanych rezultatów.

## Statystyczne opracowanie wyników

Aby wyznaczyć w wiarygodny sposób wyżej wymienione parametry anizotropii podatności magnetycznej próbek pobranych w stanowisku, należy posługiwać się zbiorem liczącym co najmniej 10 sztuk. Statystyczna analiza wyników pomiarów AMS prowadzi do wyznaczenia dla każdego stanowiska (odsłonięcia), dla  $N$  pobranych próbek:

- średnich wartości podatności magnetycznej ( $k_{sr}$ );
- średnich wartości parametrów AMS, takich jak  $P_{Jsr}$ ,  $L_{sr}$ ,  $F_{sr}$  i  $T_{sr}$ ;
- uśrednionych wartości kątów deklinacji  $D_{sr}$  (w przedziale  $0^\circ$ – $360^\circ$ ) i inklinacji  $I_{sr}$  (w przedziale  $0^\circ$ – $90^\circ$ ) dla każdej osi głównej elipsoidy AMS (Jelinek 1978). Pozwala to na obliczenie orientacji w przestrzeni osi głównych dla zbioru  $N$  próbek w profilu będących składowymi średniego tensora AMS wraz z podaniem wariancji i przedziałów ufności obliczenia średnich kątów  $D_{sr}$  i  $I_{sr}$  opisujących położenie osi ( $k_{max}$ ,  $k_{int}$ ,  $k_{min}$ ) $_{sr}$ .

W tym ujęciu przedział ufności wyliczenia położenia każdej osi głównej uśrednionej elipsoidy anizotropii podatności magnetycznej jest zobrazowany jako elipsa, której maksymalny i minimalny promień oraz położenie na sferze jest potrzebne do zdefiniowania jej pola (rys. 1). Wyniki dotyczące położenia kierunków osi głównych elipsoidy anizotropii podatności poszczególnych próbek z każdego odsłonięcia wraz z położeniem ich średniego kierunku dla każdej osi głównej uśrednionej elipsoidy AMS prezentowane są graficznie w projekcji stereograficznej, biegunowej (projekcja równopolowa – *equal-area projection*), co oznacza, że wartość kąta inklinacji  $I = ca\ 90^\circ$  zaznaczona jest w środku projekcji, a obwód oznacza płaszczyznę poziomą. Zwyczajowo kierunki osi maksymalnych wartości podatności  $k_{max}$  są wykreślane na stereogramie jako kwadraciki, osi wartości pośrednich podatności magnetycznej  $k_{int}$  jako trójkąciki a osi minimalnych wartości podatności magnetycznej  $k_{min}$  jako kółeczka.

## Przesłanki wnioskowania

Przesłanki wnioskowania o powiązaniu kierunków transportu wodnego plejstoceńskiego materiału osadowego z wynikami pomiarów anizotropii podatności magnetycznej oparto na licznych pracach (m.in. Iverson i in. 2008;

Shumway, Iverson 2009), w których stwierdzono występowanie następujących zależności:

- średni kierunek ( $D$ ,  $I$ ) $_{sr}$  położenia osi maksymalnej tensora podatności magnetycznej  $k_{max\ sr}$  wyliczony dla kolekcji  $N$  próbek z danego odsłonięcia skał osadowych często pokrywa się ze średnim kierunkiem transportu. W efekcie obecne w wodnej zawieszynie nawet bardzo drobne cząstki ferro-, para- i diamagnetyków o wydłużonym kształcie mają tendencję do ustawiania się zgodnie z dominującym, średnim kierunkiem przepływu wody tuż przy dnie. To, na ile dokładnie można tą metodą wnioskować o kierunku transportu osadzającego się materiału zależy między innymi od średniej prędkości wód transportujących zawieszinę oraz od kąta nachylenia powierzchni, na której akumulowany jest osad oraz od stopnia anizotropii podatności magnetycznej przenoszonych cząstek;
- w niektórych badaniach AMS skał osadowych obserwowano korelację osi wartości pośrednich  $k_{int}$  z kierunkiem transportu (patrz: Tarling, Hroudá 1993, str. 99). Średni kierunek osi pośredniej wartości podatności magnetycznej  $k_{int\ sr}$  może być zgodny z kierunkiem transportu osadzającej się zawiesziny osadów. Ma to mieć miejsce np. w osadach piaszczystych lub mułkowych i może wiązać się z efektem toczenia się ziaren osadu po powierzchni o niewielkim nachyleniu;
- odchylenie średniego kierunku ( $D$ ,  $I$ ) $_{sr}$  położenia osi minimalnej wartości średniej podatności magnetycznej ( $k_{min}$ ) $_{sr}$  od pionu może być miarą upadu warstw podczas depozycji materiału lub postsedymencyjnych deformacji. Niekiedy kierunki oznaczające położenia osi  $k_{min}$  na stereogramie są rozwleczone i układają się na kole wielkim, co ma miejsce dla elipsoid anizotropii podatności magnetycznej o silnie wydłużonym kształcie.

Należy podkreślić, że pomiar tensora anizotropii magnetycznej umożliwia jedynie wyznaczenie kierunku położenia osi głównych elipsoidy AMS w przestrzeni, natomiast nie dają możliwości określenia zwrotu owych kierunków. Wskazanie zwrotu może nastąpić na podstawie pomiarów biegu i upadu warstw w terenie, a informacje wynikające z uzyskanych wyników pomiarów AMS, np. odchylenie położenia średniego kierun-

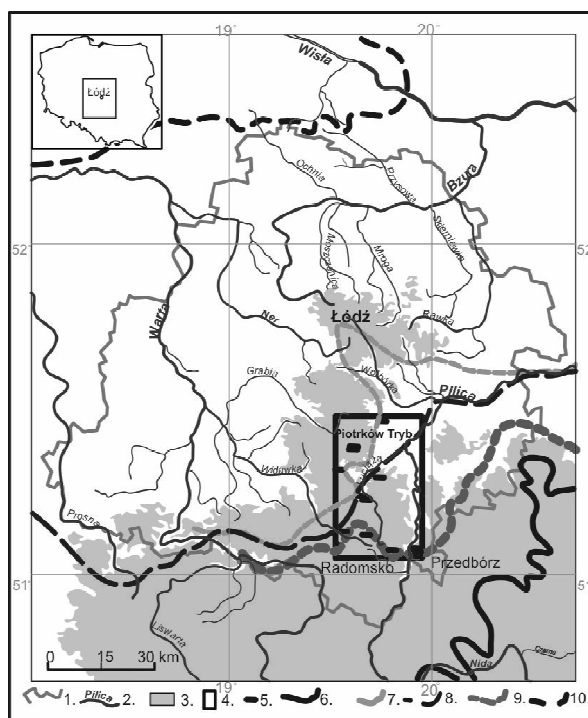
ku osi minimalnej wartości podatności magnetycznej ( $k_{\min}$ )<sub>sr</sub> od pionu ( $I < 90^\circ$ ) są tylko dodatkową przesłanką wzmacniającą (lub negującą) tok

wnioskowania o przebiegu i rozkładzie paleoprądów transportu wodnego na danym obszarze.

## TEREN I POSTĘPOWANIE BADAWCZE

Badania anizotropii podatności magnetycznej (AMS) wykonano w obszarze położonym między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedbórzem, w południowo-wschodniej części regionu łódzkiego (rys. 2). Ich wstępne wyniki były już kilkakrotnie anonsowane w literaturze (Wachecka-Kotkowska, Król 2011; Wachec-

ka-Kotkowska i in. 2012; Wachecka-Kotkowska 2015a). Celem niniejszego artykułu jest prezentacja metody wykorzystanej po raz pierwszy w badaniach paleogeograficznych regionu łódzkiego i ocena jej przydatności do wyznaczania kierunków bezpośredniego i pośredniego transportu glacialnego.



Rys. 2. Położenie terenu badań w regionie łódzkim na tle wybranych poglądów na zasięg lądolodu warty (por. załącznik na końcu tomu)

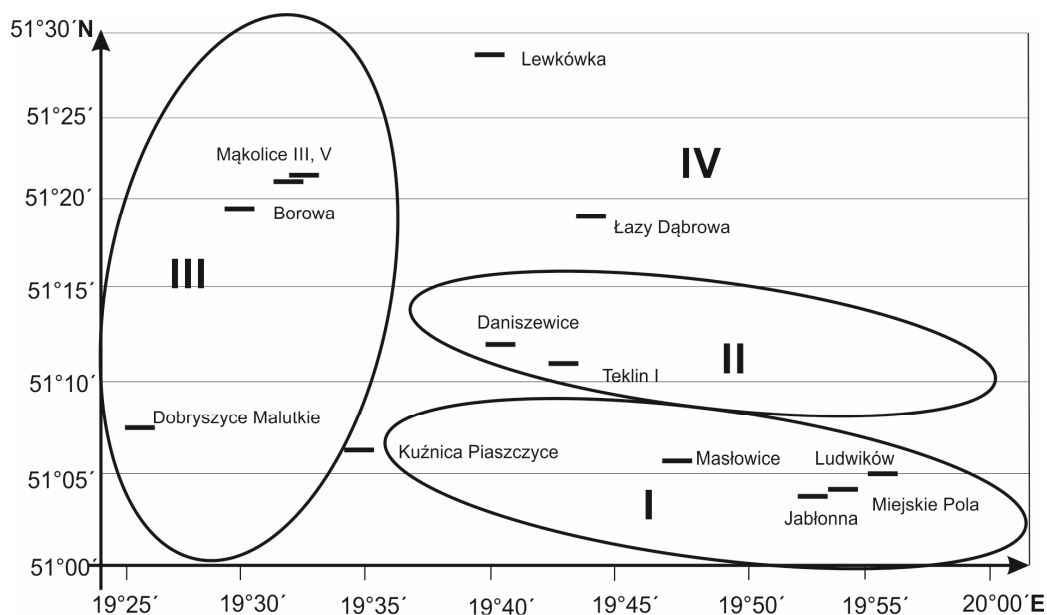
1 – granice województwa; 2 – rzeki; 3 – obszar powyżej 200 m n.p.m.; 4 – obszar badań; 5 – rozmieszczenie analizowanych próbek; zasięgi zlodowaceń: 6 – maksymalny odry według Różyckiego (1972), 7 – stadiału warty według Różyckiego (1972), 8 – zlodowacenia warty według Marksa i in. (2006), 9 – stadiału warty według Turkowskiej (2006); 10 – zlodowacenia wisły według Roman (2012)

Location of investigated area in the Łódź region against selected views of limit of the Wartanian ice-sheet (compare Annex)

1 – voivodship borders; 2 – rivers; 3 – area over 200 m a.s.l.; 4 – study area; 5 – sample sites; limit of glaciation: 6 – Odranian maximum according to Różycki (1972), 7 – Wartanian stage according to Różycki (1972), 8 – Wartanian glaciation according to Marks *et al.* (2006), 9 – Wartanian stadial according to Turkowska (2006); 10. – LGM according to Roman (2012)

Do badań AMS pobrano 206 próbek w 13 stanowiskach położonych w strefach I–IV wyróżnionych w badanym terenie (rys. 3, tab. 1). Pobór próbek osadów do pomiarów anizotropii podatności magnetycznej wymagał dużej staranności ze względu na konieczność zarejestrowania ich orientacji w przestrzeni. Mało związane

osady czwartorzędowe (np. sypane piaski i mułki) do analiz i pomiarów laboratoryjnych pobierano do pudełeczek z pleksiglasu o objętości 8 cm<sup>3</sup>, które przetransportowano do laboratorium Instytutu Geofizyki PAN w celu wykonania pomiarów AMS opisaną wcześniej metodą.



Rys. 3. Położenie stanowisk w strefach glacygenicznych I-IV (por. załącznik do tomu)

Sites location in glacial zones I-IV (compare Annex)

Tabela 1

Lokalizacja stanowisk badawczych  
Study area with sampling sites

Stanowisko	Geomorfologia	Lokalizacja		
		wysokość [m n.p.m.]	$\lambda$ [E]	$\phi$ [N]
<b>STREFA I - WZGÓRZA RADOMSZCZAŃSKIE i GRZBIET PRZEDBORSKI</b>				
Kuźnica Piaszczyce	poziom odpływu marginalnego	226,3	19° 33' 51''	51° 07' 24''
Masłowice PGR	poligeniczny pagór glacialny	230,0	19° 47' 56''	51° 06' 24''
Ludwików	poligeniczny pagór glacialny	222,5	19° 55' 06''	51° 05' 45''
Miejskie Pola	ostaniec terasy kemowej	229,0	19° 54' 56''	51° 04' 49''
Jabłonna	sandr dolinny	213,1	19° 53' 26''	51° 04' 36''
<b>STREFA II - WZGÓRZA DOBRYSZYCKIE</b>				
Daniszewice	poligeniczny wał glacialny	220,4	19° 37' 46''	51° 13' 29''
Teklin II	ten sam wał glacialny	233,0	19° 41' 52''	51° 12' 49''
<b>STREFA III - WYSOCZYŻNA BĘŁCHATOWSKA</b>				
Dobryszycze Malutkie	poligeniczne wzgórze glacialne	237,6	19° 25' 54''	51° 07' 19''
Kamieńsk	morena martwego lodu	232,0	19° 29' 54''	51° 10' 58''
Borowa III, Moników	wzgórze kemowe	221,0	19° 30' 16''	51° 19' 45''
Mąkolice V	poligeniczny pagór glacialny	233,4	19° 30' 52''	51° 22' 49''
Mąkolice III	ten sam pagór glacialny	230,0	19° 31' 06''	51° 23' 18''
<b>STREFA IV - RÓWNIANA PIOTRKOWSKA</b>				
Łazy Dąbrowa	poziom odpływu marginalnego	185,1	19° 43' 25''	51° 19' 14''
Lewkówka III	sandr Karlina	212,8	19° 38' 43''	51° 28' 59''

Zbiorcze opracowane statystycznie głównych wyników pomiarów AMS przedstawiono w tabeli 2. Ich omówienie, zilustrowane graficzną i nume-

ryczną prezentacją wyników z kolejnych stanowisk, przedstawiono w następnym rozdziale.

Tabela 2

Wyniki badań anizotropii podatności magnetycznej osadów w stanowiskach  
AMS results for the sediments investigated in the sites

L.p.	Stanowisko	Rodzaj osadu	Liczba próbek	Średnia podatność magnet.	Lineacja	Foliacja	Stopień anizotropii podatności magnet.	Parametr kształtu elipsoidy a.p.m.	Średnie kierunki głównych osi elipsoidy anizotropii podatności magnetycznej:					
									dla $k_{max}$		dla $k_{int}$		dla $k_{min}$	
			N	$k_{sr}$ [ $\times 10^{-6}$ SI]	L	F	$P_j$	T	D $_{int}^{\circ}$	I $_{int}^{\circ}$	D $_{max}^{\circ}$	I $_{max}^{\circ}$	D $_{min}^{\circ}$	I $_{min}^{\circ}$
1.	Kuznica Piaszczyce	piaski	7	113,25	1,006	1,011	1,017	0,299	203,4	11,2	107,3	27,8	313,2	59,6
2.	Mastowice	glina	10	220,8	1,023	1,02	1,044	-0,083	330,7	10,2	237,4	17,8	89,1	69,4
3.	Ludwików	piaski różnoziarniste	4	145,84	1,026	1,031	1,058	0,068	6,4	16,2	97,9	5,2	205,3	73,0
4.	Miejskie Pola	piaski mułkowate	13	156,85	1,008	1,09	1,11	0,834	296,8	5,7	26,5	2,4	319,0	83,9
5.	Jabłonna	glina	8	204,52	1,007	1,02	1,031	0,412	122,3	8,9	29,5	17,1	238,6	70,6
6.	Daniszewice	mułki piaszczyste	30	134,39	1,003	1,048	1,058	0,864	196,8	12,3	291,1	10,0	239,1	74,0
7.	Teklin	mułki piaszczyste	14	34,97	1,008	1,008	1,015	0,004	246,6	9,2	152,2	14,4	188,1	72,8
8.	Mąkolice III	glina zwatowa	10	207,27	1,026	1,016	1,044	-0,235	250,9	5,4	159,8	11,7	185,4	77,1
9.	Mąkolice V	mułki + gleba kopalna	9	60,15	1,018	1,015	1,034	-0,087	341,0	33,5	220,2	37,8	278,0	34,5
10.	Dobryszycie Malutkie	mułki piaszczyste.	19	158,15	1,009	1,05	1,064	0,687	310,2	11,5	41,2	7,0	162,5	78,9
11.	Borowa Góra	mułki piaszczyste	30	187,25	1,01	1,054	1,059	0,685	305,3	14,7	210,4	17,9	252,4	77,1
12.	Lewkowska	piaski drobne	10	159,7	1,038	1,078	1,121	0,342	283,2	26,6	193,6	2,0	280,3	63,4
13.	Łazy Dąbrowa	piaski /mułki z poziomu ekstraglacialnego	23	105,45	1,017	1,039	1,059	0,381	155,5	17,1	62,7	8,7	306,8	70,7

## WYNIKI I INTERPRETACJA BADAŃ

Przegląd pomierzonych wartości średnich podatności magnetycznych obliczonych dla poszczególnych stanowisk poboru próbek, w których występują zróżnicowane rodzaje skał czwartorzędowych wskazał, że mamy do czynienia z typowymi wartościami podatności magnetycznej, charakterystycznymi dla tego rodzaju osadów.

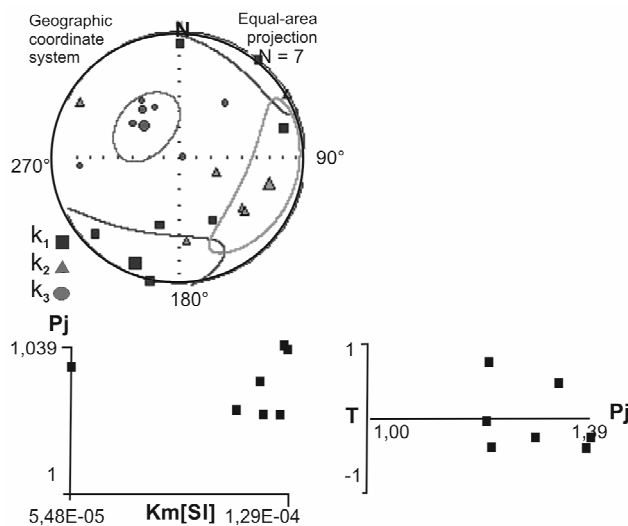
## Strefa I – Wzgórza Radomszczańskie

Stanowisko Kuźnica Piaszczyce

Z osadów piaszczystych zachowanego fragmentarycznie najwyższego poziomu tzw. pradoliny Widawki pobrano 7 próbek. Wyniki AMS (rys. 4, tab. 2) pokazały bardzo niską wartość średniego stopnia anizotropii podatności magnetycznej  $P_j = 1,017$  oraz małą wartość uśrednionego parametru kształtu elipsoidy  $T = 0,3$  tej małej grupy ( $N = 7$ ) osadów piaszczystych. Z powodu dużego rozrzutu położenia poszczególnych osi wszystkich trzech wartości  $(k_{\max}, k_{\text{int}}, k_{\min})_i, i = 1, \dots, N$ , – wyznaczony średni kierunek osi maksymalnej wartości podatności

magnetycznej  $k_{\max}$  o deklinacji:  $203^\circ$  trudno jest porównywać ze średnim biegiem równym  $340^\circ$  warstw piasku, wyliczonym z wielu pomiarów biegu i upadu lamin w tym stanowisku. Linia biegu warstw piasku  $160^\circ\text{--}340^\circ$  przebiega bliżej średniego położenia osi pośrednich wartości  $k_{\text{int}}$  ( $D=107^\circ$ ), co jest zrozumiałe z powodu struktury tego osadu, zawierającego minerały magnetyczne i paramagnetyczne głównie w postaci cienkich warstewek na ziarnach kwarcu.

Skupienie położenia osi minimalnej wartości podatności  $k_{\min}$  ma niski kąt inklinacji (tylko około  $60^\circ$ ), co może świadczyć o tym, że osadzenie się badanych warstw piasku w odsłonięciu Kuźnica mogło przebiegać na powierzchni o nachyleniu dna *ca*  $30^\circ$  w kierunku SSE. Jest to zrozumiałe, gdyż powierzchnia, gdzie dochodziło do depozycji osadu położona jest na północnym skłonie wyżyn Polski. Pobranie większej liczby próbek do pomiaru AMS w tej lokalizacji mogłoby polepszyć dokładność i jakość wyników.



Rys. 4. Graficzne i numeryczne podsumowanie wyników pomiaru anizotropii podatności magnetycznej próbek pobranych w stanowisku Kuźnica Piaszczyce

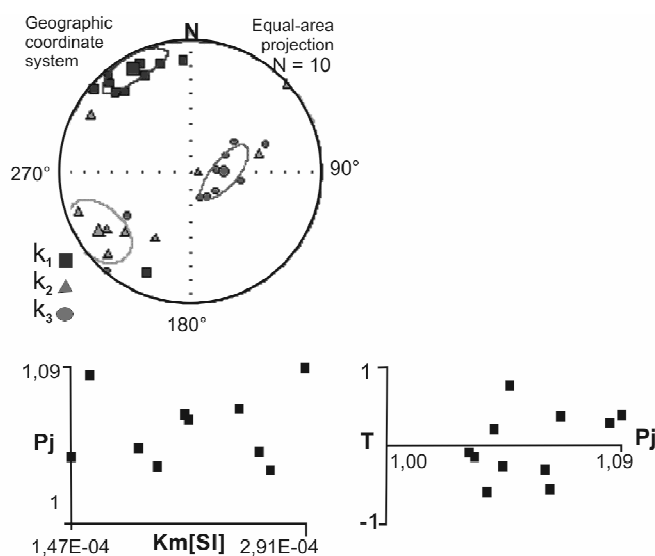
Graphical and numerical summarizing of results of AMS measurements for specimens taken at the Kuźnica Piaszczyce site

### Stanowisko Masłowice

Zbadano 10 próbek gliny pobranej z morenowego wzgórza akumulacyjnego (rys. 5, tab. 2). Średnia podatność magnetyczna próbek pobranych w tym stanowisku jest wysoka ( $221 \times 10^{-6}$  SI), co jest wartością typową dla glin, w których składzie zazwyczaj występuje kilka procent magnetycznych tlenków żelaza. Średni stopień anizotropii podatności magnetycznej ( $P_{Jsr} = 1,044$ ), odzwierciedla anizotropię nieco wyższą niż 4%. Zbliżone do siebie wartości lineacji (L) i foliacji (F) oraz mała ujemna wartość parametru kształtu T świadczą o regularnym, nieco tylko wydłużonym kształcie elipsoidy. Na stereogramie widać, że położenia trzech głównych osi elipsoid anizo-

otropii podatności magnetycznej ( $N = 10$ ) tworzą trzy oddzielne grupy z zaznaczonymi przedziałami ufności w formie elips o małych promieniach.

Położenie średniego kierunku osi głównej  $k_{max}$  o deklinacji  $331^\circ$  prawie pokrywa się ze zmierzonym średnim biegiem w tym stanowisku ( $345^\circ$ ) i przemawia za tym, że transport osadów gliny w tym morenowym pagórku przebiegał z północnego zachodu na południowy wschód. Akumulacja glin pomiędzy Bąkową Górą a Górą Chełmo mogła przebiegać na nachylonym podłożu, gdyż kąt inklinacji średniego położenia osi minimalnej  $k_{min}$  wynosi  $69^\circ$ , czyli jest o  $20^\circ$  odchylony od pionu na SE.



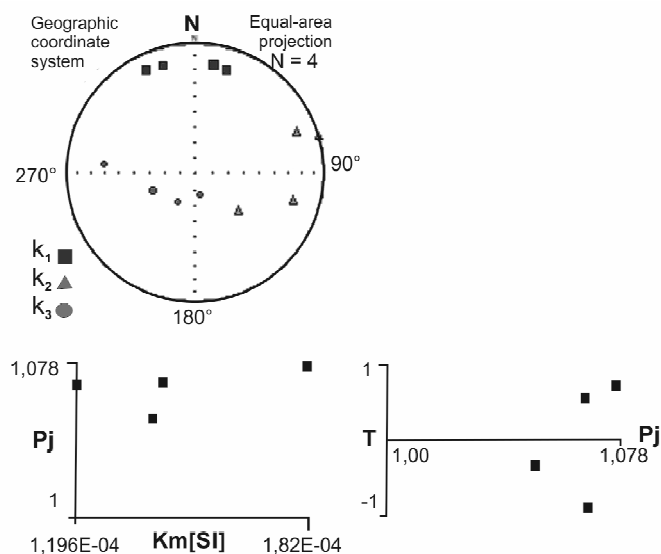
Rys. 5. Graficzne i numeryczne podsumowanie wyników pomiaru anizotropii podatności magnetycznej próbek pobranych w stanowisku Masłowice

Graphical and numerical summarizing of results of AMS measurements for specimens taken at the Masłowice site

### Stanowisko Ludwików

W stanowisku tym występują sypkie, różnoziarniste piaski, z których pobrano i zmierzono AMS tylko dla 4 próbek z *ca* 2,5 m głębokości (rys. 6, tab. 2). Dla próbek odnotowano średnią podatność magnetyczną  $k_{sr} = 146 \times 10^{-6}$  SI, która nie odbiega od tej dla utworów piaszczystych lub piaszczysto-mułkowych w innych stanowiskach. Także wartość parametru anizotropii podatności magnetycznej ( $P_{Jsr} = 1,058$ ) tych kilku próbek jest podobna do parametru  $P_{Jsr}$  na innych odsłonięciach zbudowanych z piasków i mułków. Zbyt mała liczba pobranych próbek ze stanowiska ( $N = 4$ ) nie pozwoliła przeprowadzić analizy statystycznej otrzymanych kierunków osi głównych elipsoid AMS.

Na podstawie czterech próbek ze stereogramu wynika, że położenie osi  $k_{max}$  ( $D = 6,4^\circ$ ,  $I = 16,2^\circ$ ) jest zbliżone do kierunku północy (N), zatem jeśli uwzględnić, że zmierzone biegi i upady warstw piasku leżą w pierwszej ćwiartce stereogramu ( $45^\circ/18^\circ$ ), to można zakładać, że kierunek transportu wodnego piasków w tym miejscu był zgodny z kierunkiem osi  $k_{max}$ . Do tego wniosku skłania też, że w zmierzonych kilku próbkach  $L < F$ . Wyznaczony parametr kształtu elipsoidy podatności magnetycznej  $T$  ma bardzo małą, dodatnią wartość (0,068), co wskazuje tylko na lekkie spłaszczenie obliczonej średniej elipsoidy anizotropii podatności magnetycznej. Brak statystycznie istotnej liczby próbek z tego stanowiska ogranicza wiarygodność parametru  $T$ .



Rys. 6. Graficzne i numeryczne podsumowanie wyników pomiaru anizotropii podatności magnetycznej próbek pobranych w stanowisku Ludwików

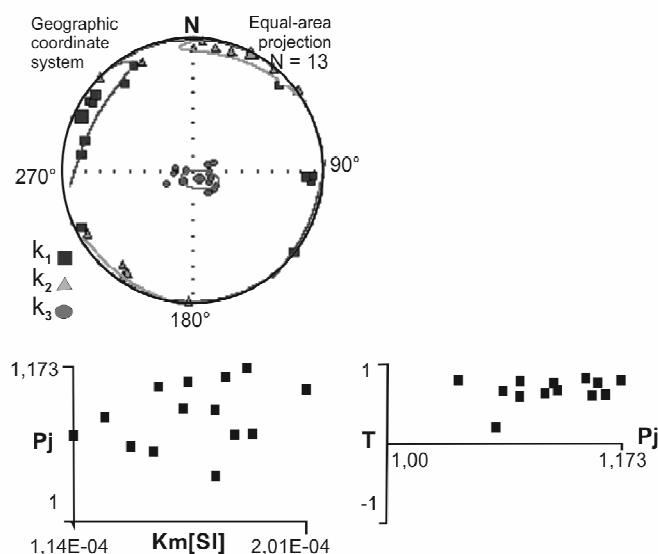
Graphical and numerical summarizing of results of AMS measurements for specimens taken at the Ludwików site

### Stanowisko Miejskie Pola

Pobrano i zmierzono 13 próbek piasków mułkowatych budujących pagór ostańcowy kemu/terasy kemowej (rys. 7, tab. 2). Parametr lineacji AMS jest daleko mniejszy od foliacji ( $1,008 < 1,09$ ). Średnia elipsoida AMS ma mocno spłaszczony kształt ( $T_{sr} = 0,834$ ) a wartość parametru stopnia anizotropii ( $P_{Jsr} = 1,11$ ) należy do najwyższych wśród wszystkich przebadanych osadów.

Na stereogramie zwraca uwagę bardzo dobre zgrupowanie osi minimalnych wartości podatności magnetycznej  $k_{min}$  w centrum siatki stereograficznej, z wysoką wartością ich średniej inklinacji  $I = 83^\circ$ , co świadczy o prawie pozi-

mym zaleganiu warstw tych piaszczysto-mułkowych utworów. Kierunki osi maksymalnej i pośredniej podatności poszczególnych próbek tworzą opaskę w odległości  $90^\circ$  od kierunków podatności minimalnej, na obwodzie stereogramu. Jest to rozkład położenia osi głównych charakterystyczny dla elipsoidy średniej o spłaszczonym kształcie. Średnie położenie osi maksymalnej podatności magnetycznej  $k_{max}$  o deklinacji  $D = 297^\circ$  i  $I = 6^\circ$  jest bliskie zmierzonym kątom biegu i upadu piasków ( $320^\circ/18^\circ$ ). Można przyjąć, że kierunek dany kątami  $D: 297^\circ-117^\circ$  może opisywać średni kierunek transportu wodnego tych osadów, z rozrzutem około  $30^\circ$ .



Rys. 7. Graficzne i numeryczne podsumowanie wyników pomiaru anizotropii podatności magnetycznej próbek pobranych w stanowisku Miejskie Pola

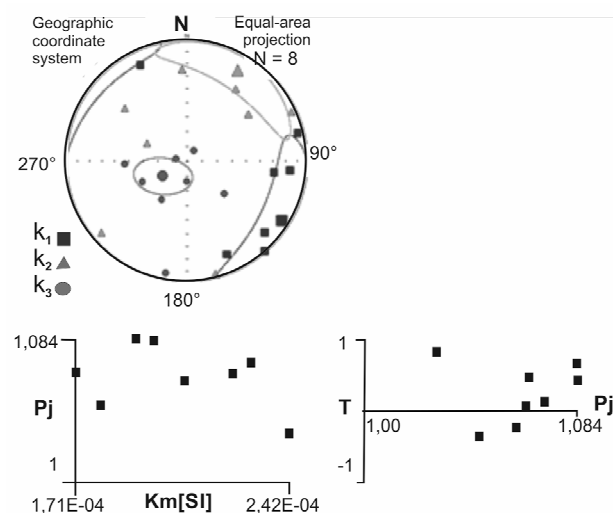
Graphical and numerical summarizing of results of AMS measurements for specimens taken at the Miejskie Pola site



### Stanowisko Jabłonna

Z warstwy gliny pobrano 8 próbek o wysokiej wartości średniej podatności magnetycznej ( $208 \times 10^{-6}$  SI) (rys. 8, tab. 2). Średni stopień anizotropii podatności magnetycznej  $P_j$  wynosi 1,031. W próbkach tych foliacja (F) jest wyższa niż lineacja (L), zaś średnia elipsoida AMS ma umiarkowanie spłaszczonego kształtu ze współczynnikiem kształtu  $T = 0,412$ .

Na stereogramie osie minimalnych wartości podatności magnetycznej są zgrupowane wokół średniego położenia o inklinacji  $70^\circ$ , co może oznaczać, że badany pakiet gliny został osadzony na zboczu Grzbietu Przedborskiego o nachyleniu  $20^\circ$ , w kierunku o deklinacji około  $240^\circ$ . Ten wynik nie przeczy pomiarom kierunkowym laminy piaszczystych w odkrywce ( $248^\circ/25^\circ$ ).



Podobnie jak w stanowisku Miejskie Pola, rozkład położenia trzech osi głównych elipsoidy AMS tzn.  $(k_{max}, k_{int}, k_{min})_i$ ,  $i = 1, 2, \dots, N$  jest typowy dla elipsoidy anizotropii podatności o spłaszczonym kształcie. Na podstawie przeprowadzonej numerycznej i graficznej analizy otrzymanych wyników można przyjąć, że kierunek paleotransportu osadu można wiązać z kierunkiem danym przez średnią deklinację  $D = 30^\circ$  położenia osi głównej pośredniej wartości podatności magnetycznej  $k_{int}$ . Trzeba dodać, że z uwagi na to, że stopień anizotropii podatności magnetycznej badanej gliny z Jabłonna nie jest wysoki, oznaczone średnie położenia osi głównych mają większe przedziały ufności, niż np. przedziały ufności dla próbek ze stanowisk Maśłowice i Miejskie Pole.

Rys. 8. Graficzne i numeryczne podsumowanie wyników pomiaru anizotropii podatności magnetycznej próbek pobranych w stanowisku Jabłonna

Graphical and numerical summarizing of results of AMS measurements for specimens taken at the Jabłonna site

### Strefa II – Wzgórza Dobryszkie

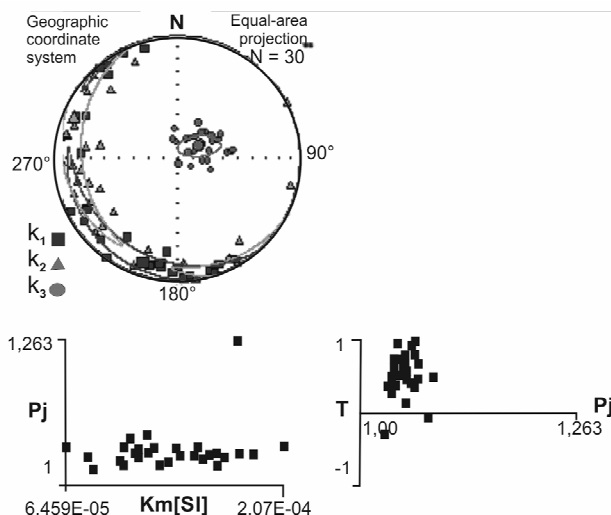
#### Stanowisko Daniszewice

Zbadano zbiór 30 próbek piaszczystych mułków wypełniających obniżenie w partii szczytowej pagóra zbudowanego z warciańskiej gliny morenowej (rys. 9, tab. 2). Ich średnia podatność magnetyczna ( $143 \times 10^{-6}$  SI) jest podobna do podatności magnetycznej piasków z Ludwikowa. Mułki piaszczyste z Daniszewic mają też taki sam średni stopień anizotropii podatności magnetycznej  $P_j = 1,058$ .

Foliacja (F) znacznie przeważa nad lineacją (L), a parametr kształtu średniej podatności magnetycznej  $T = 0,864$  ma najwyższą wartość wśród wszystkich stanowisk i świadczy o silnym spłaszczeniu średniej elipsoidy AMS wyznaczonej dla tych osadów. Także obraz trzech skupień położenia osi głównych  $(k_{max}, k_{int}, k_{min})_i$ ,  $i = 1, 2, \dots$

$N$  jest typowy dla spłaszczonej elipsoidy. Kąt średniej inklinacji upadu osi  $k_{min}$  wynosi  $74^\circ$ , z dobrym przedziałem ufności. Oznacza to, że te mułki osadziły się na dnie odchylonym od płaszczyzny horyzontalnej o średnio  $16^\circ$  w kierunku SW–NE ( $D = 238^\circ$ ).

Porównanie pomierzonych na tym stanowisku średnich biegów (od  $25^\circ$  do  $30^\circ$ ) i średniego minimalnego upadu ( $2^\circ$ ) warstw mułków piaszczystych z wyznaczonym średnim położeniem osi maksymalnych wartości podatności magnetycznej  $k_{max}$  danym przez  $D = 197^\circ$  i inklinację  $I = 12^\circ$  pozwala wnioskować, że kierunek paleoprądów wodnych transportu tych osadów należy wiązać z kierunkiem osi maksymalnej podatności magnetycznej wyznaczonej elipsoidy AMS. Wyniki AMS potwierdziły hipotezę, że badane osady należą już do postglacjalnej jednostki osadowej (Wachecka-Kotkowska 2015a).



Rys. 9. Graficzne i numeryczne podsumowanie wyników pomiaru anizotropii podatności magnetycznej próbek pobranych w stanowisku Daniszewice

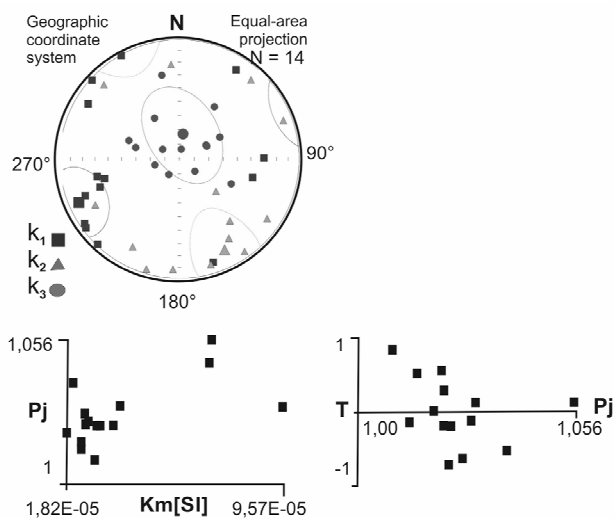
Graphical and numerical summarizing of results of AMS measurements for specimens taken at the Daniszewice site

### Stanowisko Teklin II (nowa odkrywka)

Mułki piaszczyste z Teklina (rys. 10, tab. 2) mają najniższą wartość podatności magnetycznej z całego zbioru próbek badanych na omawianym obszarze. Charakteryzują się one minimalną wartością stopnia anizotropii podatności magnetycznej ( $P_j = 1,015$ ) oraz  $L = F$  o małej wartości 1,008, a także znikomą wartością parametru kształtu elipsoidy podatności ( $T = 1,004$ ), co oznacza brak istotnej anizotropii podatności magnetycznej. Zmierzone 14 próbek, z których tylko w dwóch wystąpiła wyraźna anizotropia podatności magnetycznej. Obraz położenia osi głównych elipsoidy anizotropii podatności magnetycznej jest typowy dla przypadku minimalnej anizotropii. Wyznaczone położenia osi głównych ( $k_{max}$ ,  $k_{int}$ ,  $k_{min}$ ),  $i = 1, 2, \dots, N$  tworzą wprawdzie trzy skupienia, lecz o bardzo dużych przedziałach ufności, co wraz z inklinacją  $I = 72^\circ$

średniego położenia osi minimalnej podatności wskazuje, że mamy do czynienia z akumulacją na powierzchni pochylonej średnio około  $17^\circ$  z N na S.

Średni bieg i upad określony na podstawie licznych pomiarów w Teklinie wynosi  $70^\circ(25-30^\circ)$ , co sugeruje, że położenie osi podatności maksymalnej  $k_{max}$  średniej elipsoidy AMS w stanowisku jest zbliżone do kierunku transportu materiału. Subhoryzontalny kierunek o deklinacji  $247^\circ$  i inklinacji około  $9^\circ$  wynikający z położenia osi głównej bardzo dobrze koresponduje z biegiem i upadem warstw mułków piaszczystych w granicach przedziałów ufności wyznaczenia tych niezależnych wielkości. Ze względu na niską wartość podatności magnetycznej w mułkach piaszczystych z Teklina trzeba podkreślić, że otrzymany rezultat zależy nie tyle od frakcji paramagnetyków, co od wydłużonego kształtu ziaren minerałów.



Rys. 10. Graficzne i numeryczne podsumowanie wyników pomiaru anizotropii podatności magnetycznej próbek pobranych w stanowisku Teklin

Graphical and numerical summarizing of results of AMS measurements for specimens taken at the Teklin site

Strefa III – Wysoczyzna Bełchatowska

Stanowisko Mąkolice III

W stanowisku Mąkolice III (rys. 11, tab. 2) do badań AMS pobrano próbki z gliny u podstawy pagóra, której pochodzenie związane jest ze zlodowaczeniem san 2 (Wachecka-Kotkowska i in. 2012; Czubla 2015, w tym tomie). Niewielkie rozmiary odsłonięcia nie pokazują jak zalega warstwa, a nawet czy przebadany osad nie pochodzi z porwaka.

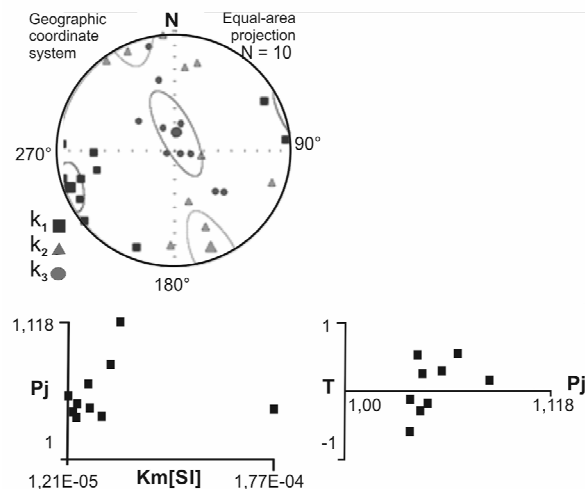
Dużą zawartość minerałów ferromagnetycznych w badanej glinie skutkuje jej wysoką średnią podatnością magnetyczną ( $k_{sr} = 207,25 \times 10^{-6}$  SI). Średni stopień anizotropii podatności magnetycznej  $P_j$  zbioru 10 pobranych próbek wynosi 1,044.

Odnotowano lekką przewagę lineacji magnetycznej ( $L = 1,026$ ) nad foliacją ( $F = 1,016$ ). Kształt elipsoidy AMS jest lekko wydłużony ( $T = -0,235$ ). Przytoczone cechy AMS są dobrze zilustrowane graficznie na stereogramie, typowym dla elipsoid o wydłużonym kształcie, w których położenie osi maksymalnej wartości podatności są dobrze zgrupowane, natomiast położenia osi pośrednich i minimalnych wartości podatności magnetycznej układają się w pasku, na kole wielkim w odległości  $90^\circ$  od położenia maksymalnych osi, których osie  $k_{max}$  są skupione wokół średniego kierunku:  $D_{sr} = 251^\circ$ ,  $I_{sr} = 5^\circ$ . Położenie średniego kierunku osi  $k_{int}$  elipsoidy AMS o  $D = 160^\circ$  i  $I = 12^\circ$  potwierdzono w pomiarach średniego biegu i upadu gładzików w glinie zwałowej (Wachecka-Kotkowska 2015b, w tym tomie). Można przypuszczać, że mamy tu do czynienia z przypadkiem anizotropii podatności magnetycznej zdominowanej przez obecność magnetytu w glinie ( $> 1\%$ ), co warunkuje powstanie elipsoidy i struktury osadu (*fabric*) typu wydłużonego, lecz o niskim stopniu anizotropii (Tarling,

Hrouda 1993; Wachecka-Kotkowska 2015b, w tym tomie).

Obraz położenia osi głównych w elipsoidzie podatności magnetycznej w próbkach gliny zwałowej ze stanowiska Mąkolice III można interpretować na dwa sposoby:

- kierunki pośredniej wartości podatności magnetycznej  $k_{int}$  są zgodne z kierunkiem transportu osadu, na co może wskazywać też imbrakacja widoczna w położeniach osi minimalnych wartości podatności magnetycznej  $k_{min}$ . Kierunek średni położenia tej osi elipsoidy anizotropii ma deklinację:  $D_{sr} = 5^\circ$  i inklinację  $I_{sr} = 77^\circ$ , ale kierunek wzdłuż którego „rozwleczone” są położenia poszczególnych wartości ( $k_{min}$ ) i są zgodne z kierunkiem około  $345^\circ$ , czyli bliskim średniemu kierunkowi  $340^\circ-160^\circ$  osi  $k_{int}$  elipsoidy anizotropii. Ta interpretacja nie uwzględnia możliwych, a nawet wysoce prawdopodobnych deformacji badanej gliny zwałowej;
- średni kierunek osi maksymalnej wartości podatności magnetycznej  $k_{max}$  elipsoidy anizotropii pierwotnie zgodny z kierunkiem transportu został zmieniony postsedymentacyjnie, na przykład glacitektonicznie. Efekt taki mógł wystąpić poprzez działanie pary sił działających prostopadle do pierwotnego kierunku transportu. Dla bardzo drobnych cząstek minerałów magnetycznych obecnych w glinie i odpowiedzialnych za anizotropię jej podatności magnetycznej działanie tych sił mogło być wystarczające do przekręcenia kierunku osi  $k_{max}$ , podczas gdy zmiana kierunku ustawienia gładzików w glinie mogła zajść na daleko mniejszą skalę.

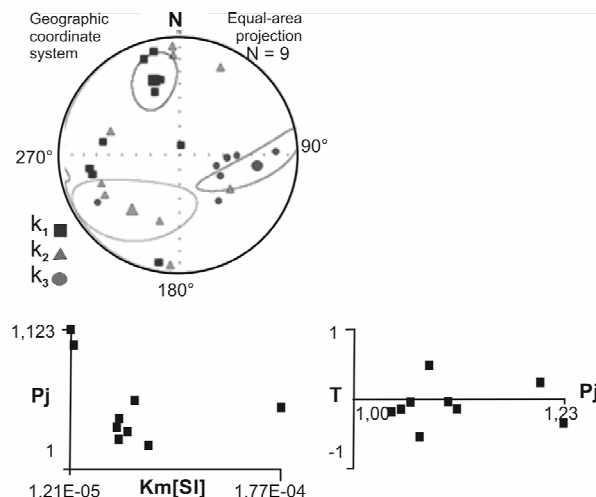


Rys. 11. Graficzne i numeryczne podsumowanie wyników pomiaru anizotropii podatności magnetycznej próbek pobranych w stanowisku Mąkolice III

Graphical and numerical summarizing of results of AMS measurements for specimens taken at the Mąkolice III site

### Stanowisko Mąkolice V

W stanowisku Mąkolice V (rys. 12, tab. 2) pobrano 9 próbek szarych mułów przykrytych późnovistuliańskimi piaskami eolicznymi. Te mułowe utwory charakteryzują się bardzo niskimi wartościami podatności magnetycznej, która wyniosła tylko  $60,15 \times 10^{-6}$  SI. Średnie wartości lineacji i foliacji są prawie sobie równe ( $L = 1,018$ ;  $F = 1,015$ ), a stopień anizotropii podatności magnetycznej  $(P_j)_{sr}$  wynosi zaledwie 1,034. Główne osie tej elipsoidy są określone z mocno rozrzuconych kierunków ( $k_{max}$ ,  $k_{int}$ ,  $k_{min}$ ) zmierzonych dla



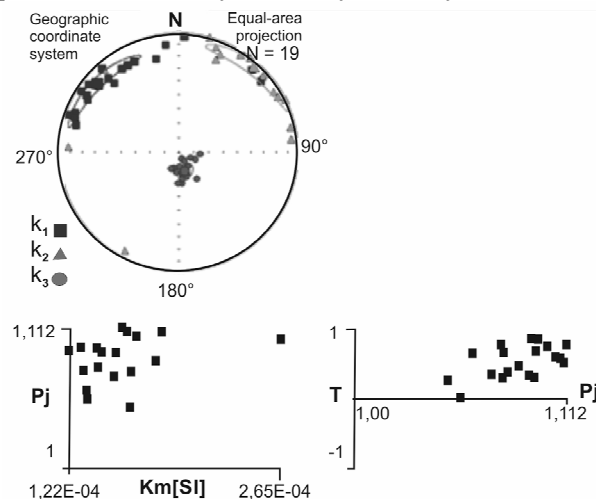
poszczególnych próbek. Ich zbiór ma wachlarzowo rozrzuconą foliację osi ( $k_{min}$ ) z inklinacją  $I_{sr} = 35^\circ$ . Dla kilku z nich kierunki położenia maksymalnych wartości podatności  $k_{max}$  grupują się wokół średniego kierunku  $D = 341^\circ$ ,  $I = 33^\circ$ , co może świadczyć o kierunku transportu piaszczystego osadu z północnego zachodu na południowy wschód. Bardzo niskie wartości podatności magnetycznej, jak i mała liczba próbek o anizotropii podatności  $> 2-3\%$  nie umożliwiła bardziej szczegółowego zbadania masywnych mułów.

Rys. 12. Graficzne i numeryczne podsumowanie wyników pomiaru anizotropii podatności magnetycznej próbek pobranych w stanowisku Mąkolice V

Graphical and numerical summarizing of results of AMS measurements for specimens taken at the Mąkolice V site

### Stanowisko Dobryczyce Malutkie

W Dobryzyczach Malutkich (rys. 13, tab. 2) próbki piasków z mułkami o stosunkowo wysokiej średniej podatności magnetycznej ( $158 \times 10^{-6}$  SI) mają wysoki stopień anizotropii podatności  $(P_j)_{sr} = 1,064$ , a lineacja  $L$  jest w nich o wiele mniejsza od foliacji  $F$  ( $1,009 < 1,05$ ). Współczynnik kształtu spłaszczonej elipsoidy AMS, obliczony dla 19 zmierzonych próbek, jest wysoki ( $T = 0,687$ ). Tak jak i w poprzednich próbkach, w których mamy do czynienia ze



spłaszczoną elipsoidą AMS, położenia osi głównych ( $k_{min}$ ) tworzą wyraźne skupienie blisko środka stereogramu z inklinacją  $I = 77^\circ$  o małym przedziale ufności, zaś kierunki osi ( $k_{max}$ ,  $k_{int}$ ) grupują się na obwodzie siatki stereograficznej. Jeśli wziąć pod uwagę pomiary biegów i upadów wykonane w terenie, których uśredniony wynik to  $220^\circ/2^\circ$  należy wnioskować, że kierunek transportu wodnego powinien być zbliżony do średniego kierunku osi głównej  $k_{int}$  elipsoidy AMS o deklinacji  $D = 42^\circ$  i inklinacji  $I = 7^\circ$ .

Rys. 13. Graficzne i numeryczne podsumowanie wyników pomiaru anizotropii podatności magnetycznej próbek pobranych w stanowisku Dobryczyce Malutkie

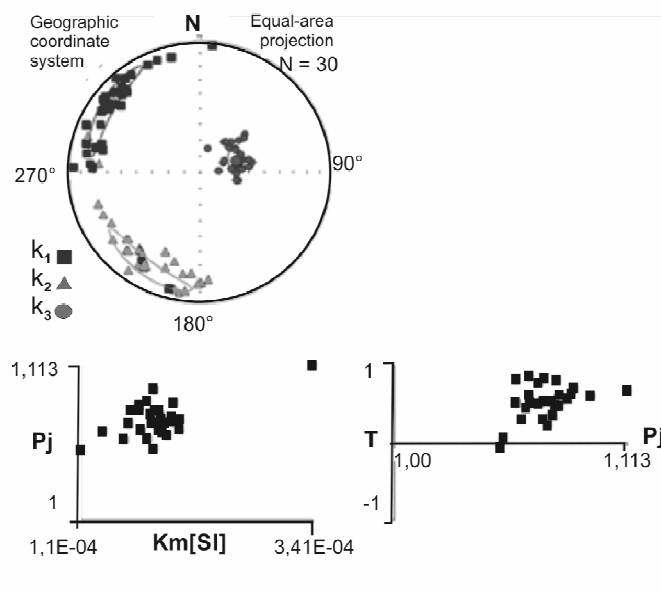
Graphical and numerical summarizing of results of AMS measurements for specimens taken at the Dobryczyce Malutkie site

### Stanowisko Borowa Góra

W stanowisku Borowa Góra (rys. 14, tab. 2) pobrano 30 próbek rytmicznie warstwowanych mułków piaszczystych. Stosunkowo wysoka średnia podatność magnetyczna ( $187 \times 10^{-6}$  SI), wysoki stopień anizotropii podatności magnetycznej ( $P_{Jsr} = 1,059$ ) oraz spłaszczony kształt elipsoidy AMS ( $T = 0,685$ ) spowodowany przewagą foliacją ( $F = 1,054$ ) nad lineacją ( $L = 1,01$ ) są podobne do rezultatów uzyskanych w Dobryszycach Malutkich.

Ponownie rozkład położenia trzech osi głównych ( $k_{max}$ ,  $k_{int}$ ,  $k_{min}$ )<sub>i</sub> na stereogramie jest typowy

dla spłaszczonej elipsoidy AMS. Z powodu struktury tego osadu złożonego z drobnych cząstek para- i diamagnetyków o regularnych kształtach kulistych, z wkładem ferromagnetyków, zapewne w postaci cienkich warstewek na ziarnach piasku, należy wnioskować, że w tych osadach kierunek paleotransportu wodnego powinien być skorelowany z kierunkiem wynikającym z położenia osi pośredniej wartości podatności magnetycznej ( $k_{int}$ )<sub>sr</sub> danym przez  $D = 210^\circ$  i  $I = 18^\circ$ . Pomierzony średni bieg i upad tych warstwowanych mułków jest zgodny z taką interpretacją.



Rys. 14. Graficzne i numeryczne podsumowanie wyników pomiaru anizotropii podatności magnetycznej próbek pobranych w stanowisku Borowa III

Graphical and numerical summarizing of results of AMS measurements for specimens taken at the Borowa III site

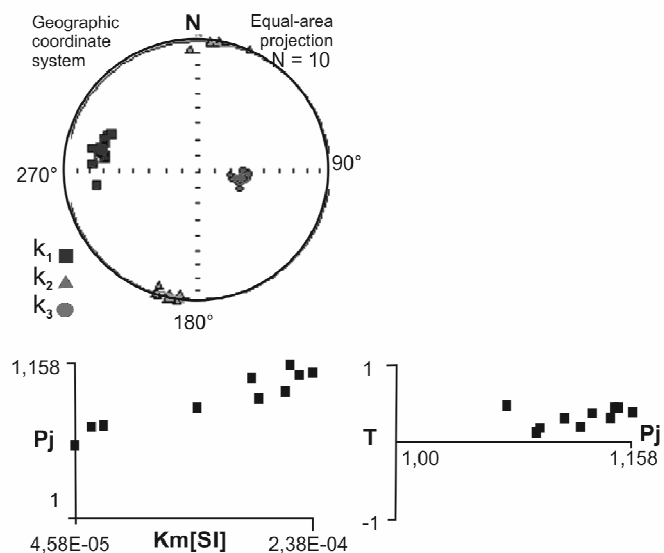
### Strefa IV – Równina Piotrkowska

#### Stanowisko Lewkówka

W Lewkówe, z piasków drobnoziarnistych budujących kopalny sandr Karlina (rys. 15, tab. 2) pobrano 10 próbek, w których średni stopień anizotropii podatności magnetycznej  $P_{Jsr}$  wynosi aż 1,121. Taki wysoki stopień anizotropii wpłynął na bardzo dobre skupienie trzech grup położenia osi głównych średniej elipsoidy AMS tym bardziej, że w badanych piaskach odnotowano większe niż w innych odsłonięciach parametry lineacji ( $L = 1,038$ ) i foliacji ( $F = 1,078$ ). Para-

metr kształtu ( $T = 0,342$ ) wskazuje na umiarkowane spłaszczenie elipsoidy AMS.

Dla tego odsłonięcia pomiary biegu i upadu dały średni wynik  $340^\circ/1^\circ$ . Wraz z analizą numerycznego i graficznego przedstawienia położenia trzech osi głównych elipsoidy AMS skłania do wniosku, że prawdopodobne kierunki transportu materiału osadowego są tu także (jak i w innych osadach piaszczysto-mułkowych z tego obszaru) skorelowane z położeniem osi pośrednich wartości podatności magnetycznej  $k_{int}$  o kierunku danym przez  $D = 193^\circ$  oraz  $I = 2^\circ$ .



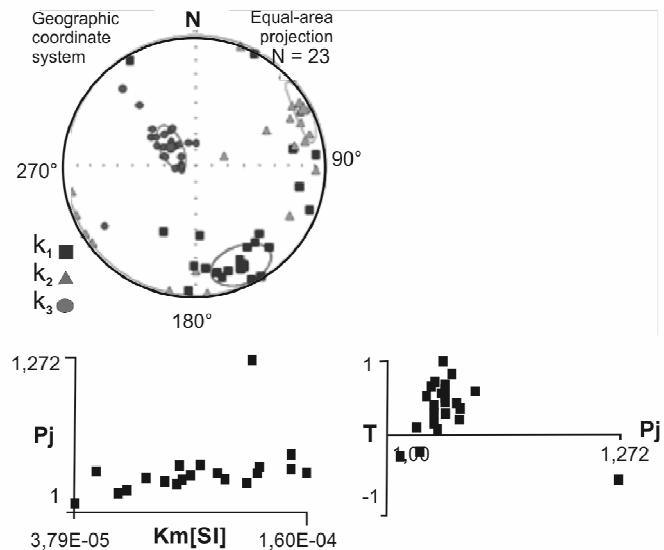
Rys. 15. Graficzne i numeryczne podsumowanie wyników pomiaru anizotropii podatności magnetycznej próbek pobranych w stanowisku Lewkówka III

Graphical and numerical summarizing of results of AMS measurements for specimens taken at the Lewkówka III site

### Stanowisko Łazy Dąbrowa

W dolinie dolnej Łuciąży ze stanowiska w Łazach Dąbrowie (rys. 16, tab. 2), zbadano 23 próbki piasków oraz mułków budujących III poziom dolinny (warciański). Osady charakteryzują się stosunkowo niską średnią podatnością

magnetycznej, nieco przekraczającej wartość  $105 \times 10^{-6}$  SI. W tych utworach foliacja ( $F = 1,039$ ) jest wyższa od lineacji ( $L = 1,017$ ) a stopień anizotropii podatności ( $P_j$ )<sub>sr</sub> wynosi 1,059. Elipsoida AMS ma umiarkowanie spłaszczony kształt ( $T = 0,381$ ).



Rys. 16. Graficzne i numeryczne podsumowanie wyników pomiaru anizotropii podatności magnetycznej próbek pobranych w stanowisku Łazy Dąbrowa

Graphical and numerical summarizing of results of AMS measurements for specimens taken at the Łazy Dąbrowa site

Na stereogramie ponownie rysuje się typowy rozkład osi głównych spłaszczonej elipsoidy AMS. W tym przypadku jednak przedziały ufności położenia średnich kierunków osi  $k_{max}$  i  $k_{int}$  są duże, zaś położenia osi głównych  $k_{min}$ , prócz skupienia, mają cechy imbrakacji (w IV ćwiartce stereogramu).

Kierunek transportu wodnego prowadzący do akumulacji badanego osadu określa  $k_{int}$ , którego wartość wynosi  $D = 63^\circ$ ;  $I = 9^\circ$ . Jest to więc kierunek zgodny z przebiegiem kopalnej doliny Włodzimierzowa (obecna dolina dolnej Łuciąży).

## WNIOSKI

1. Potwierdzono możliwość stosowania metody pomiaru anizotropii podatności magnetycznej do wyznaczenia kierunków paleoprądów w osadach plejstoceniowych, w których stwierdzona anizotropia podatności magnetycznej jest związana z podatnością frakcji paramagnetycznej osadu; uwaga dotyczy także osadów piaszczystych, o bardzo małej wartości podatności magnetycznej.

2. Zadowalające wyniki uzyskuje się dla parametru opisującego stopień anizotropii podatności magnetycznej  $P_j$  równy co najmniej 1,003, pod warunkiem badania w danym stanowisku dostatecznej, z punktu widzenia statystycznego, liczby próbek.

3. W osadach niewarstwowych, na przykład w glinach, AMS umożliwia analizę kierunku transportu klastów przed ich złożeniem. W osadach warstwowych metoda ma charakter komplementarny: może weryfikować i uzupełniać wyniki, ale może także zastępować inne badania kierunkowe, na przykład pomiarów biegów i upadów lamin. Analiza AMS szczególnie zalecana jest w badaniach pilotażowych.

4. Interpretacja średnich kierunków transportu osadów uzyskanych metodą AMS w poszczególnych stanowiskach badawczych może być bardzo pomocna jako uzupełnienie wiedzy ogólnej o obszarze badań oraz hipotez na temat zróżnicowania kierunków transportu osadów lodowcowych wysuwanych na podstawie obserwacji terenowych i wyników innych analiz (np. sedimentologicznych, petrograficznych).

5. Wnioski szczegółowe dotyczące korelacji hipotetycznych kierunków paleoprądów transportujących osady glacialne z wynikami analizy pomiarów anizotropii podatności magnetycznej sprowadzają się do rozróżnienia dwóch odmiennych typów osadów:

- takich, w których kierunki transportu osadów można korelować z położeniami osi  $k_{max}$  na stereogramie (np. gliny w Masłowicach, Jabłonniej i Mąkolicach III),
- takich, w których owe kierunki transportu pokrywają się z położeniami osi  $k_{int}$  (np. utwory piaszczyste i mułkowe w Kuźnicy Piaszczycach, Borowej Górze, Lewkówce, Łazach Dąbrowie).

Prace badawcze zostały sfinansowane z grantu N N306 721140 „Morfogeneza obszaru pomiędzy Radomskiem, Przedborzem i Piotrkowem Trybunalskim jako świadectwo uwarunkowań, przebiegu i roli najmłodszych zdarzeń glacialnych pogranicza Niżu i Wyżyn środkowej Polski”.

Cyfrowy model terenu z wyróżnionymi strefami rzeźby glacialnej oraz zestawienie wszystkich omówionych stanowisk badawczych i ich lokalizację na tle interpretacji kierunków nasunięcia lobów przedstawiono w załączniku na końcu tomu.

## LITERATURA

- Butler R.F. 1992. Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geological Terranes. Blackwell.
- Czubla P. 2015. „Analiza zespołów eratyków w glinach lodowcowych i ich znaczenie w rekonstrukcji zasięgu lądolodu warciańskiego w obszarze między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem (środkowa Polska)”. *Acta Geographica Lodziensia* 103: 25-43.
- Iverson N.R., T.S. Hooyer, J.F. Thomason, M. Graesch, J.R. Shumway. 2008. „The experimental basis for interpreting particle and magnetic fabrics in sheared till”. *Earth Surface Processes and Landforms* 33: 67-645.
- Jelinek V. 1978. „Statistical processing of magnetic susceptibility measured in groups of specimens”. *Studia Geophysica et Geodaetica* 22: 50-62.
- Jelinek V. 1981. „Characterization of the magnetic fabrics of rocks”. *Tectonophysics* 79: 63-70.
- Marks L., A. Ber, W. Gogołek, K. Piotrowska. 2006. Mapa Geologiczna Polski w skali 1:500 000. Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny.

- Roman M. 2012. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000 ark. Gostynin (481). Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny-Państwowy Instytut Badawczy.
- Różycki S.Z. 1972. Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie. Warszawa: PWN.
- Shumway J.R., N.R. Iverson. 2009. „Magnetic fabrics of the Douglas Till of the Superior lobe: exploring bed-deformation kinematics”. *Quaternary Science Reviews* 28: 107-119.
- Tarling D.H., F. Hrouda. 1993. The magnetic anisotropy of rocks. London: Chapman and Hall.
- Turkowska K. 2006. Geomorfologia regionu łódzkiego. Łódź: Wydawnictwo UŁ.
- Wachecka-Kotkowska L. 2015a. Rozwój rzeźby obszaru między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem w czwartorzędzie. Łódź: Wydawnictwo UŁ.
- Wachecka-Kotkowska L. 2015b. „Badania ułożenia klastów w glinach morenowych jako element rekonstrukcji kierunków transportu lodowego w obszarze między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem (środkowa Polska)”. *Acta Geographica Lodziensia* 103: 99-111.
- Wachecka-Kotkowska L., I. Olszak. 2009. Nowe wyniki datowań TL a wiek wysoczyzny glacialnej SE części regionu łódzkiego, 577-588. W *Geneza, litologia i stratygrafia utworów czwartorzędowych*. Poznań: Wydawnictwo UAM, t. V. Seria Geografia 88.
- Wachecka-Kotkowska L., E. Król. 2011. Anizotropia podatności magnetycznej osadów warciańskich Wzgórz Radomszczańskich i Równiny Piotrkowskiej – doniesienie wstępne, 112. W *Rozwój i zanik lodolodu fazy pomorskiej zlodowacenia wisły na Pomorzu Wschodnim (Kociewie)*. XVIII Konferencja Naukowo-Szkoleniowa „Stratygrafia Plejstocenu Polski”, Stara Kiszewa, 05.09.–09.09.2011 r., 112. PIG-PIB, Warszawa.
- Wachecka-Kotkowska L., P. Czubła, M. Gór-ska-Zabielska, E. Król. 2012. „Poligeniza pagóra w okolicach Mąkolic na wododziale Wisły i Odry na Wysoczyźnie Bełchatowskiej, region łódzki”. *Acta Geographica Lodziensia* 100: 161-178.

## ANISOTROPY OF MAGNETIC SUSCEPTIBILITY AS A POTENTIAL TOOL OF PALAEOCURRENT DIRECTIONS OF THE GLACIAL SEDIMENTS IN THE PIOTRKÓW TRYBUNALSKI, RADOMSKO AND PRZEDBÓRZ AREA (CENTRAL POLAND)

### SUMMARY

**Abstract.** This article presents the results of measurements of the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) of Quaternary sediments collected from 13 sites, located in zones I–IV of glacial forms in SE of the Łódź Region. Based on statistical analysis and graphical position of the principal axes of ellipsoids illustrating the magnetic susceptibility tensors, recreated directions of transport for 206 samples, mainly of glacial sediment of different ages and types. The usefulness of AMS analysis in determining the direction of transport in clasts of the till has been proved and also to verification of the directional results of other measurements in the sediments layered.

**Key words:** anisotropy of magnetic susceptibility, palaeo-transport directions, glacial sediments, Wartanian ice-sheet, Łódź Region, central Poland

Research of anisotropy of magnetic susceptibility (AMS; Fig. 1) was carried out in the area between Piotrków Trybunalski, Radomsko and Przedbórz, in the southeastern part of the Łódź Region (Fig. 2). The aim of this article is to present the methodology that was used for the first time for palaeogeographical study in the Łódź Region and to assess its suitability for determining the direct and indirect glacial transport in the context of a comparison with the results of other methods used.

For the AMS study 206 samples were collected in 13 sites located in zones I–IV highlighted in

the study area (Fig. 3, Tab. 1). Statistical and graphical main AMS measurements for each sites are shown in Table 2 and in Figures 4–16.

Confirmed was possible use of measuring anisotropy of magnetic susceptibility to designate directions palaeocurrents in the Pleistocene sediments, in which anisotropy of magnetic susceptibility is related to the susceptibility to the paramagnetic fraction of sediments. It also applies to sand with very low magnetic susceptibility values. It was pointed out that satisfactory results are obtained for the parameter describing



the degree of anisotropy of magnetic susceptibility  $PJ$  equal to at least 3%, provided the investigation in a given site is sufficient from the point of view of statistical samples.

AMS study in non-laminated sediments, such as till, allowed to determine the direction of clast transport prior to their submission. That approach is complementary: it can verify and complement results, but can also replace other methods, for example laminae declination measurements. AMS analysis is particularly recommended in pilot studies. Interpretation of average sediment transport directions obtained by AMS in various outcrops can be helpful as a supplementary of knowledge in the field of research and hypotheses on the

diversity of glacial sediment transport directions put forward basing on field observations and results of other studies (eg. sedimentological, petrography).

Specific conclusions of the correlation of hypothetical palaeocurrents directions transporting glacial material with the results of anisotropy of magnetic susceptibility allow to distinguish between two different types of deposits: 1 – those in which the directions of transport of sediments can be correlated in the stereogram with  $k_{\max}$  axis (eg. in clays or tills), 2 – those in which these transport directions coincide with the  $k_{\text{int}}$  axis (eg. sandy and silty sediments).



## BADANIA UŁOŻENIA KLASTÓW W GLINACH MORENOWYCH JAKO ELEMENT REKONSTRUKCJI KIERUNKÓW TRANSPORTU LODOWEGO W OBSZARZE MIĘDZY PIOTRKOWEM TRYBUNALSKIM, RADOMSKIM A PRZEDBORZEM (ŚRODKOWA POLSKA)

### ZARYS TREŚCI

W artykule przedstawiono wyniki pomiarów orientacji osi dłuższej klastów w glinie morenowej w 11 stanowiskach (w 12 ścianach), w strefach I–IV wyróżnionych form glaciogenicznych. Położona w części zachodniej strefa III odpowiada skrajowi dobrze poznanego w regionie łódzkim lobu Widawki. Zajmujące większą część terenu badań strefy I, II i IV powiązane z hipotetycznym lobem Pilicy-Luciąży łądolodu warty. Pomiary ułożenia głazików w strefie III potwierdziły pogląd, że łądolód napływał tam z kierunków NNW i NW (330–340°). W świetle badań w pozostałym obszarze (strefy I, II i IV), transgresja nastąpiła z kierunków N, NE i NNE (357–52°). łądolód dotarł do linii Kamieńsk–Rzejowice–Przedbórz. Na garbie łódzkim, w pasie południkowym między Tuszynem a Radomskiem (Kamieńskim), występują różne kierunki ułożenia klastów, co zinterpretowano jako wynik konfluencji obu lobów.

**Słowa kluczowe:** glina morenowa, orientacja głazików, łądolód warty, region łódzki, środkowa Polska

### WPROWADZENIE

Pomiary ułożenia głazików w glinach lodowcowych (*fabric till*) są stosowane w badaniach glacialnych i paleogeograficznych od ponad pół wieku, również w Polsce (por. m.in. Niewiarowski 1971; Racinowski 1973; Gradziński i in. 1986; Mycielska-Dowgiałło 1980; Marks 1992; Rutkowski 1995).

Z biegiem lat analizy kierunkowe są rozwijane metodycznie, zarówno w zakresie pomiarów i sposobów prezentacji wyników, jak i pod względem celu, a także przedmiotu badań. Udowodniono, że również cienkie warstewki piasku w glinie bazalnej oraz drobne struktury (do 1 cm): żłobiny, ślady płużenia, struktury dziobowate oraz żebra są równoległe uporządkowane w stosunku do dawnego kierunku płynięcia lodu i świadczą o kierunku ruchu łądolodu, podobnie jak głązy w kształcie pocisków, głązy z rysami lodowcowymi oraz linearne nagromadzenia drobnych klastów, którym towarzyszą rowki i bruzdy (Wysota 2004; Piotrowski i in. 2006; Narloch i in. 2015). Jednym z częstych celów pomiarów ułożenia klastów jest również rozróżnie-

nie facji glin. Badacze są zgodni (m.in. Wysota 2002; Molewski 2007; Roman 2010; Salomon 2012), że gliny subglacialne (*lodgement tills*) charakteryzują się dużą koncentracją ułożenia dłuższych osi głazików, odpowiadającą kierunkowi ruchu lodowca, co wyraża się wysokim współczynnikiem zwartości pomiarów ( $V_1 > 0,66$ ). W typie gliny wytopieniowej (*melt-out till*) również występuje dość duże uporządkowanie ( $0,33 > V_1 > 0,66$ ), a w glinie spływowej (*flow till*) zaznacza się rozproszenie orientacji ( $V_1 < 0,33$ ) lub koncentracja zgodna z kierunkiem lokalnych spływów, nawiązująca do morfologii (Klatkova 1993).

Powyższe przykłady ilustrują coraz szerszy wachlarz możliwości, zarówno obiektów badawczych, jakimi są gliny, jak i celów analiz kierunkowych tych osadów. Ich poznanie z wykorzystaniem innych przesłanej wynikających z obserwacji terenowych, było pomocne przy wyborze stanowisk pomiarowych i interpretacji otrzymanych wyników pomiarów orientacji klastów w glinie bazalnej.

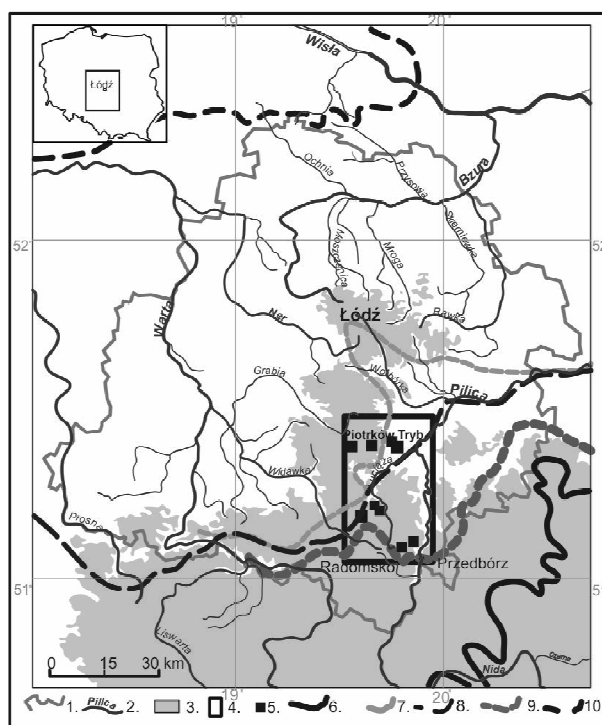
---

\* Uniwersytet Łódzki, Wydział Nauk Geograficznych, Katedra Geomorfologii i Paleogeografii, ul. Narutowicza 88, 90-139 Łódź, e-mail: lucyna.wachecka@geo.uni.lodz.pl

## OBSZAR I CEL BADAŃ

Badania orientacji gładzików w glinie morenowej przeprowadzono w obszarze między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedbórzem, do ostatnich lat prawie w całości interpretowanym jako ekstraglacialny względem maksymalnego zasięgu lądolodu warciańskiego w regionie łódzkim (rys. 1). Rekonstrukcja kierunków na-

plywu lodu w każdej z wyróżnionych w tym terenie stref I–IV miała na celu odpowiedź na pytanie o dotarcie lądolodu warty do północnych stoków wyżyn Polski do linii Radomsko-Przedbórz oraz istnienie niewielkiego lobu Pilicy-Luciaży, stanowiącego południowo-zachodnią część lobu Rawki.



Rys. 1. Położenie terenu badań w regionie łódzkim na tle wybranych poglądów na zasięg lądolodu warty (por. załącznik na końcu tomu)

1 – granice województwa; 2 – rzeki; 3 – obszar powyżej 200 m n.p.m.; 4 – obszar badań; 5 – rozmieszczenie analizowanych próbek; zasięgi lądolodów: 6 – maksymalny odry według Różyckiego (1972), 7 – stadia lądolodu według Różyckiego (1972), 8 – zlodowacenia warty według Marksa i in. (2006), 9 – stadia lądolodu według Turkowskiej (2006); 10 – zlodowacenia warty według Roman (2012)

Location of investigated area in the Łódź region against selected views of limit of the Wartanian ice-sheet (compare Annex)

1 – voivodship borders; 2 – rivers; 3 – area over 200 m a.s.l., 4 – study area; 5 – sample sites; limit of glaciation: 6 – Odranian maximum stage according to Różycki (1972), 7 – Wartanian stage according to Różycki (1972), 8 – Wartanian glaciation according to Marks *et al.* (2006), 9 – Wartanian Stadium according to Turkowska (2006); 10 – LGM according to Roman (2012)

Analizy ułożenia gładzików w powierzchniowej glinie lodowcowej stanowią nawiązanie do cyklu pomiarów zrealizowanych w regionie łódzkim pod kierunkiem Klatkowej na początku lat dziewięćdziesiątych, w okresie przygotowań ogólnopolskiej konferencji: *Stratygrafia i paleogeografia zlodowacenia warty* oraz międzynarodowego sympozjum podkomisji INQUA SEQS: *The Cold Warta Stage – Lithology, Palaeogeography, Stratigraphy* organizowanych przez Katedrę

Badań Czwartorzędu UŁ, odpowiednio w 1993 i 1994 r. W świetle ugruntowanych poglądów na temat transgresji lądolodu warty w analizowanym obszarze tylko z kierunku NW (czyli poprzez lob Widawki), wyniki badań otrzymane w glinie zwałowej rozłożonej wzdłuż osi Wyżyny Łódzkiej nie zostały wtedy wyjaśnione i opublikowano je w wersji niepełnej, jako azymuty kierunku transportu bez podania zwrotu wektora wypadkowego (Klatkowa 1992, 1993, 1995). Dopiero po

około dziesięciu latach, w ramach prac związanych z podsumowaniem badań geomorfologicznych i paleogeograficznych w regionie, niezrozumiałe wcześniej wyniki stały się jedną z przesłanek

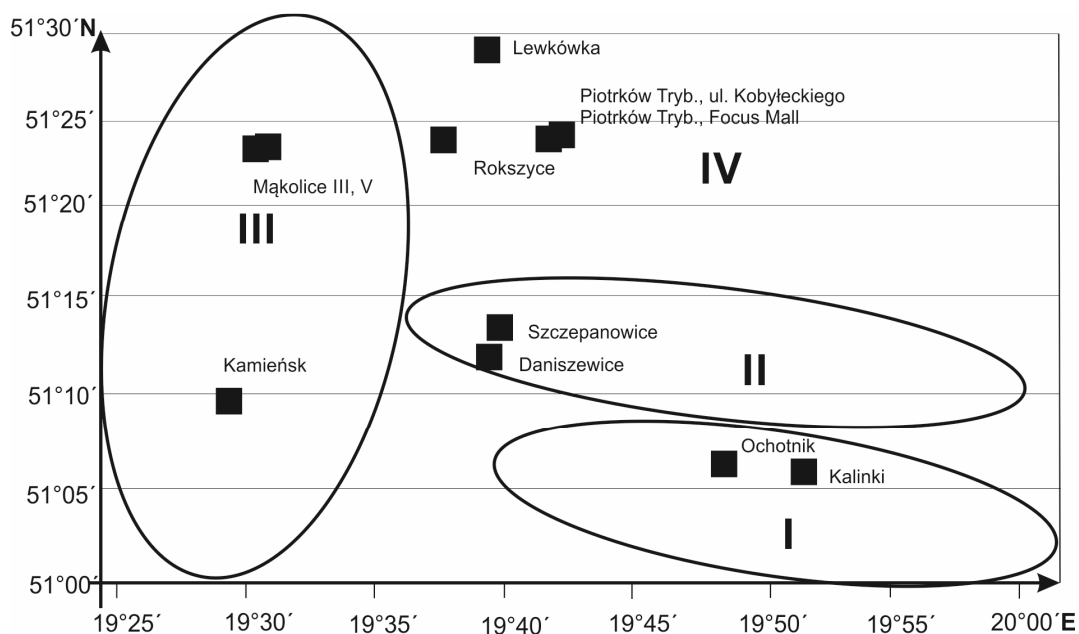
hipotezy dwukierunkowego napływu mas lodowych podczas transgresji warciańskiej na garb łódzki (Turkowska 2006).

## METODA BADAŃ

Orientację i inklinację długich osi klastów wyznaczano głównie w bazalnej glinie lodowcowej zgodnie z założeniem, że podczas transgresji dłuższe osie głazików ustawiają się zgodnie z kierunkiem ruchu lądolodu. Mierzono co najmniej 50 głazików w każdym stanowisku, odnotowując azymut osi dłuższej (A – deklinację) i wartość upadu (I – inklinację). Analizie poddano jedynie klasty w przedziale wielkości 3–12 cm oraz w których relacja osi dłuższej do krótszej wynosiła minimum 3:2. Zgodnie z sugestią Klatkowej (1993) odrzucano głaziki, których kąt nachylenia osi przekraczał 40°. W celu uniknięcia błędu związanego z przemieszczeniami głazików podczas przemarzania gruntu (Rutkowski 1995), pomiarów dokonywano możliwie głęboko, chociaż mała miąższość powierzchniowej gliny lodowcowej w niektórych miejscach spowodowała, że nie wszędzie udało się przeprowadzić badania poniżej 2 m od powierzchni terenu. Przestrzegano, żeby były to miejsca pozbawione śladów deformacji postsedymencyjnych.

Przy wyliczeniach statystycznych wektora wypadkowego i współczynnika zwartości pomiarów założono przedział ufności 99%. Współczynnik zwartości (długości wektora wypadkowego), w zależności od stosowanego narzędzia czy programu statystycznego jest różnie określany (V, R lub S). W niniejszej publikacji przyjęto symbol  $V_1$  (dla orientacji) i  $V_2$  (dla inklinacji). W związku z przewidzianym porównaniem wyników badań Klatkowej (1992, 1993, 1995) do obliczenia wskaźników statystycznych i przedstawienia graficznego paleokierunków wykorzystano bezpłatny program Oriana (<http://oriana.en.malavida.com/>) w wersji software, a do prezentacji wyników badań użyto diagramów rozetowych, a nie używanego obecnie najczęściej programu Stereogram.

Badania terenowe przeprowadzono w 11 stanowiskach (12 ścianach), po 2, 3 w każdej ze stref glacyogenicznych I–IV (rys. 2, tab. 1). Dla wszystkich profili opracowano logi litofacjalne (Wachecka-Kotkowska 2015), do których nawiązywano przy interpretacji.



Rys. 2. Położenie stanowisk w strefach glacyogenicznych I–IV (por. załącznik do tomu)

Sites location according to in glacial zones I–IV (compare Annex)

Lokalizacja stanowisk badawczych i wyniki badań  
Sites location according to research zones with results of investigations

Stanowisko	Geomorfologia	Lokalizacja			Liczba pomiarów	Orientacja		Długość wektora wypadkowego	
		Wysokość [m n.p.m.]	$\lambda$ [E]	$\varphi$ [N]		Azy-mut/bieg A [°]	Nachylenie I [°]	V <sub>1</sub>	V <sub>2</sub>
<b>STREFA I - WZGÓRZA RADOMSZCZAŃSKIE I GRZBIET PRZEDBORSKI</b>									
Ochotnik	wysoczyzna morenowa	237,0	19° 48' 51"	51° 07' 35"	50	359,0	19,0	0,70	0,89
Kalinki	poligeniczny pagór glacialny	228,0	19° 51' 07"	51° 06' 17"	56	4,5	17,0	0,76	0,91
<b>STREFA II - WZGÓRZA DOBRYSZYCKIE</b>									
Szczepanowice	wysoczyzna morenowa	228,0	19° 40' 23"	51° 13' 13"	50	2,08	19,5	0,951	0,98
Daniszewice	poligeniczny wał glacialny	220,4	19° 37' 46"	51° 13' 29"	51	10,98	19,32	0,481	0,978
<b>STREFA III - WYSOCZYRNA BĘŁCHATOWSKA</b>									
Kamieńsk	morena	232,0	19° 29' 54"	51° 10' 58"	50	21,44	19,0	0,596	0,68
Mąkolice V	martwego lodu	233,4	19° 30' 52"	51° 22' 49"	57	332,0	12,0	0,657	0,91
Mąkolice III/glina dolna	poligeniczny pagór glacialny	229,1	20° 31' 05"	52° 23' 18"	51	346,56	23,1	0,207	0,881
Mąkolice III/glina górna		233	20° 31' 06"	52° 23' 18"	50	337,0	18,8	0,904	0,989
<b>STREFA IV - RÓWNIANA PIOTRKOWSKA</b>									
Rokszycze	wysoczyzna morenowa płaska	210,0	19° 37' 48"	51° 24' 29"	50	52,3	18,9	0,737	0,932
Piotrków Trybunalski, Focus Mall		207,8	19° 40' 04"	51° 24' 38"	51	52,0	19,776	0,533	0,970
Piotrków Trybunalski, ul. Kobyleckiego		206,2	19° 40' 23"	51° 24' 32"	50	20,5	16,0	0,555	0,919
Lewkówka III		212,8	19° 38' 43"	51° 28' 59"	51	350,1	18,1	0,298	0,939

## WYNIKI I INTERPRETACJA

### Strefa I – Wzgórza Radomszczańskie i Grzbiet Przedborski

W strefie I, hipotetycznie związanej z maksymalnym zasięgiem lądolodu warty w regionie łódzkim, badania kierunkowe dla glin wykonano w stanowisku Ochotnik (rys. 3A), położonym na zapleczu pagórków morenowych na stoku Bąkowej Góry, i w stanowisku Kalinki (rys. 3B) w pobliżu pagórka morenowego. W obydwu stanowiskach gliny powierzchniowe rozpoczynają się ostrym kontaktem z podścielającymi osadami wodnolodowcowymi. Oprócz partii stropowych, diamikton burzy z kwasem solnym.

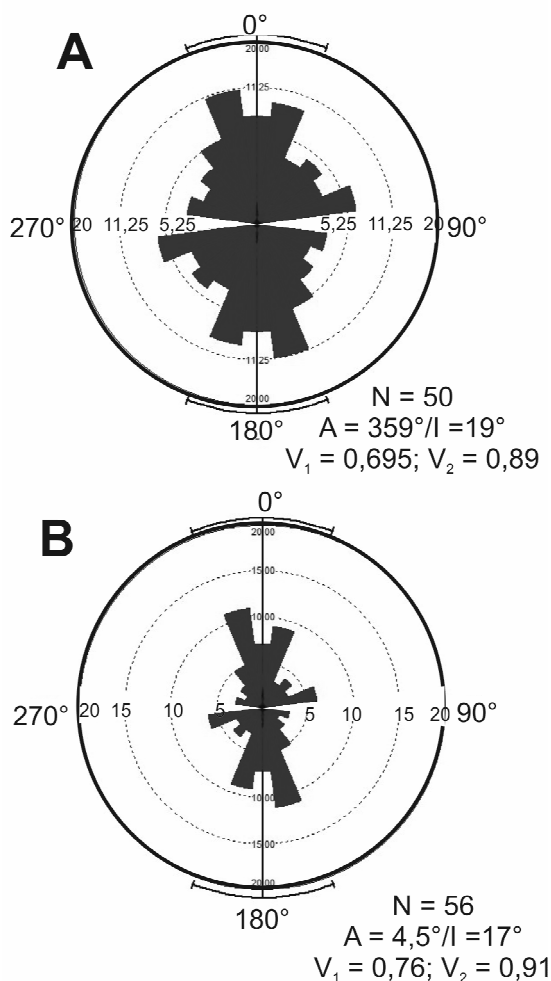
W stanowisku Ochotnik miąższość gliny wynosi około 4 m, a w stropie subległych piasków i żwirów brak warstwy deformacyjnej. Diamikton w spągu (ca 60 cm) ma barwę brązową, jest masywny o małej zawartości klastów w rozproszonym szkielecie ziarnowym, tylko

z niewielkimi soczewkami piaszczystymi (por. Wachecka-Kotkowska 2015). Występują Spękania o układzie wertykalnym, które być może wskazują na spokojne wytapianie materiału ze stopy lądolodu (reżim ciepły?). Na głębokości 3,5–3,8 m wektor wypadkowy dla 50 gładzików określono na 359° przy inklinacji 19° ( $V_1 = 0,7$  i  $V_2 = 0,9$ ). Charakterystyczne jest, że układ osi na wykresie jest silnie rozproszony, ale jednocześnie wyraźnie symetryczny w stosunku do kierunku N–S (rys. 3A). Wyniki zostały zinterpretowane jako dowód, że napływający generalnie z północy lód opływał barierę w postaci północnych wzniesień Grzbietu Przedborskiego, które powyżej 250 m n.p.m. stanowiły nunatak (jw.).

W Kalinkach na głębokości 1,2–2 m, na kontakcie gliny z zalegającymi niżej osadami wodnolodowcowymi, występują zlicowane gładzy wielkości 15–20 cm, na powierzchni których

pojawiają się pojedyncze rysy milimetrowej głębokości, zorientowane w kierunku N–S. Złupkowacenie części spągowej gliny jest powszechne. Nieco powyżej, rozwleczone wkładki

piaszczyste (*sand stringers*) wskazują na możliwość jej odspojenia, a w pierwszych 60 cm od spągu widoczna jest akrecja gliny w kilku epizodach, co potwierdza bazalny charakter gliny.



Statystyczne wyniki z badań ułożenia głazików w glinie w Kalinkach (rys. 3B) są zbliżone do tych w Ochotniku ( $A = 4,5^\circ$ ;  $V_1 = 0,8$ ;  $I = 17^\circ$ ;  $V_2 = 0,9$ ); odchylenie wektora wypadkowego w kierunku NEE o  $5,5^\circ$  uznano za nieistotne. Dużo wyraźniej zaznacza się jednak bimodalność w rozkładzie i niższe są wartości inklinacji osi poszczególnych głazików. Odmienny obraz wykresów rozetowych wyjaśniono różnym położeniem Kalinek w stosunku do wzgórz ostańcowych Grzbietu Przedborskiego: glina w tym stanowisku powstała z wytopienia ze stopy lodowca, który przepływał między Czartorią i Majową Górą i przykrył powierzchnię lokalnie mniej urozmaiconą niż w Ochotniku.

Taką interpretację wzmacnia ukierunkowanie rys lodowcowych stwierdzonych na płaskich wychodniach jurajskich wapieni w Dębie, 4 km na północ od Przedborza (por. Wachacka-Kot-

Rys. 3. Wyniki pomiarów osi dłuższych głazików w glinie morenowej w strefie I

stanowiska: A – Ochotnik (gł. 3,8 m), B – Kalinki (gł. 1,2 m)  
N – liczba pomiarów; A – azymut wektora wypadkowego ( $^\circ$ ); I – nachylenie ( $^\circ$ );  $V_1$ ,  $V_2$  – długość wektora wypadkowego (dla A i I)

#### Till fabric results in zone I

sites: A – Ochotnik (3.8 m depth), B – Kalinki (1.2 m depth)  
N – number of observations; A – azimuth, mean vector ( $^\circ$ ); I – inclination ( $^\circ$ );  $V_1$ ,  $V_2$  – length of mean vector (for A and I)

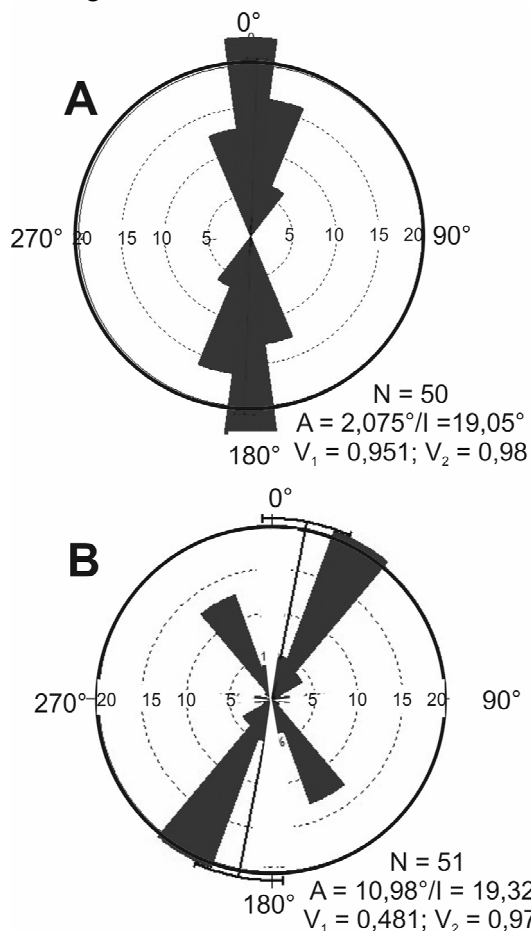
kowska 2015). Ich generalna orientacja N–S odpowiada interpretacji wynikającej z pomiarów układu klastów w glinie. Należy również podkreślić, że jest to kierunek zgodny z osią morfologiczną doliny środkowej Pilicy.

#### Strefa II – Wzgórza Dobryszyckie

W drugim skupisku form marginalnych pomiary kierunkowe wykonano w części zachodniej, w Szczepanowicach, w najbliższym zapleczu ciągu morenowego i w jego części środkowej, w kulminacji wału w Daniszewicach (rys. 2).

W stanowisku Szczepanowice piaszczysty i ilasty diamikton o strukturze masywnej zalega do głębokości 2 m. W spągu gliny występują zakorzenione i ukierunkowane ( $2\text{--}7^\circ$ ) głaziki o średnicy od kilku do kilkunastu centymetrów. Pomiary osi dłuższych klastów wykonane w glinie bazalnej

w Szczepanowicach (rys. 4A) wskazały, że średni wektor wypadkowy (A) wynosi  $2,08^\circ$ , a średni kąt nachylenia (I) –  $19,05^\circ$ . Długość wektora wypadkowego  $V_1$  określono na 0,95 a  $V_2$  na 0,98. Jest to



W Daniszewicach glina morenowa w znacznej części odsłoniętego przekroju nie buduje powierzchni, a jest przykryta późnowistuliańskimi osadami piaszczysto-mułkowymi wypełniającymi obniżenie w kulminacji Wzgórz Dobryszyckich. Analizowana glina typu *lodgement* sięga do głębokości 2–3,75 m, gdzie zaczyna się ostrym kontaktem z osadami podścielającymi, piaskami i żwirami zwieńczonymi brukiem (do 25 cm) z pseudomorfozami po klinach lodowych wypełnionych wtórnie gliną. Pod gliną zwałową brakuje warstwy deformacyjnej. W części spągowej widoczne jest złupkowacenie i znaleziono pojedyncze ślady płuzenia. Sporadycznie pojawiają się również plamiste odbarwienia diamiktonu – w matriksie brązowym występują szare smugi oraz spękania pionowe świadczące o migracji wód podczas depozycji.

Jak wynika z wykonanych pomiarów w Daniszewicach (rys. 4B), wynik średniego azymutu ( $A = 11^\circ$ ) wskazuje tutaj na kierunek prawie północny, ale wielkość długości wektora wypad-

kowego, w którym uzyskano największą koncentrację rozkładu gładzików, określającą z bardzo dużym prawdopodobieństwem lokalny kierunek napływu mas lodowcowych z północy.

Rys. 4. Wyniki pomiarów osi dłuższych gładzików w glinie morenowej w strefie II (objaśnienia na rys. 3)

stanowiska: A – Szczepanowice (2 gł. m), B – Daniszewice (gł. 2 m)

Till fabrics results in zone II  
(explanations on Fig. 3)

sites: A – Szczepanowice (2 m depth), B – Daniszewice (2 m depth)

kowego ( $V_1 = 0,5$ ) pokazuje znaczącą dyspersję orientacji gładzików. Większość pomiarów oscylowała w granicach  $15\text{--}25^\circ$ . Na wykresie widać jednak, że drugorzędnie, ale bardzo wyraźnie, pojawia się również kierunek NNW ( $A = 330\text{--}340^\circ$ ). Być może można go wiązać z rowem Kleszczowa występującego w osi moren dobryszyckich, którą to sytuacją interpretowano ślady niewielkiej oscylacji udokumentowane w sąsiednim stanowisku w Jelicy-Grabowcu (por. Wachecka-Kotkowska 2015).

### Strefa III – Wysoczyzna Bełchatowska

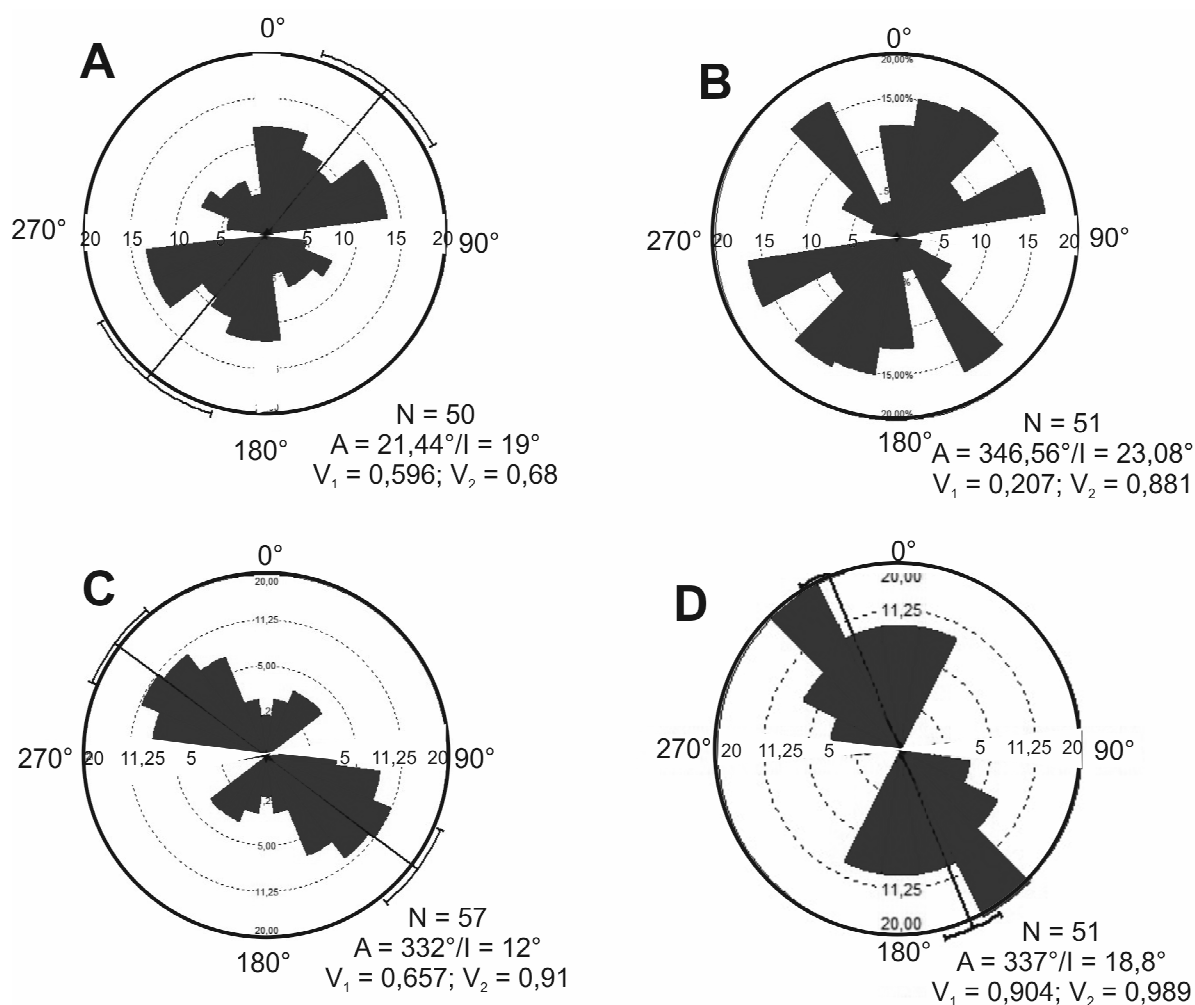
W strefie III, w zachodniej części terenu badań łączonej powszechnie z morfogenezą warciańską i lobem Widawki, do analiz kierunkowych wybrano trzy stanowiska: Mąkolice III, Mąkolice V oraz Kamieńsk (rys. 2).

W Mąkolicach, w obrębie poligenicznego pagóra położonego w osi garbu łódzkiego, na dziale wodnym Wisły i Odry, było zrealizowane szereg



badań (por. Wachecka-Kotkowska i in. 2012). Pomiary osi dłuższych głązików wykonano w trzech miejscach, w dwóch różnych horyzontach glin zwałowych: dolnym (rys. 5A) i górnym (rys. 5B, C). Gлина dolna odsłonięta u podstawy pagóra w stanowisku Mąkolice III stanowi wyjątek w przeprowadzonych analizach, gdyż powstała podczas zlodowaceń południowopolskich, prawdopodobnie san 2 (por. Czubla 2015, w tym tomie). Jej cechy strukturalne wskazują na deformacje postsedymentacyjne (por. Król, Wachecka-Kotkowska 2015, w tym tomie). Orientacja głązików (rys. 5A) wykazuje polimodalność i największe rozproszenie pośród wszystkich stanowisk, w których wykonano pomiary, co

wyraża się najniższą wartością  $V_1 = 0,21$ . Oprócz kierunków N, NNE i NEE, podrzędnie występuje sektor NW. Średni azymut został wyliczony na  $347^\circ$ , ale największa liczba pomiarów plasuje się w przedziale azymutów  $10^\circ$ – $30^\circ$  i  $65^\circ$ – $75^\circ$ . Z punktu widzenia wyniku statystycznego – kierunku wektora wypadkowego – należy wyciągnąć wniosek, że lądolód nasunął się z NW. Z diagramu rozetowego wynika jednak większa koncentracja osi dłuższej głązików na kierunku NE. Pozwala to na przypuszczenie, że do deformacji gliny doszło podczas transgresji lobu wschodniego lądolodu warty (lobu Rawki, w badanym terenie nazwanego lobem Pilicy-Luciaży).



Rys. 5. Wyniki pomiarów osi dłuższych głązików w glinie morenowej w strefie III (objaśnienia na rys. 3)

stanowiska: A – Kamieński, glina górna (gł. 1,8 m), B – Mąkolice III, glina górna (gł. 2,5 m), C – Mąkolice III, glina dolna, san 2, zdeformowana (gł. 3,5 m), D – Mąkolice V, glina górna (gł. 1,9 m)

Till fabric results in zone III (explanations on Fig. 3)

sites: A – Kamieński, upper till (1.8 m depth), B – Mąkolice III, upper till (2.5 m depth), C – Mąkolice III, lower till, Sanian 2, deformed (3.5 m depth), D – Mąkolice V, upper till (1.9 m depth)

W Mąkolicach III i V, na stoku północnym i południowym (rys. 5B, C) występuje brązowa glina górna, która przykrywa całość kompleksu glacyfluwalnego i zalega na dużej powierzchni, głównie na stoku zachodnim, ale płatowo na całym pagórze. Glina rozpoczyna się ostrym kontaktem z osadem wodnolodowcowym. Jest to diamikton ilasty brązowy, przechodzący ku górze w diamikton piaszczysty i piaszczysto-pyłowy o małej zawartości klastów i rozproszonym szkielecie ziarnowym. Ma miąższość zaledwie 1,1–3 m. Zawartość węgla wapnia jest tu niska i wynosi 0–2%. Na głębokości 80 cm występuje ciągły horyzont bruku kamienistego, powyżej którego przykrywający stok, spiaszczony i zawierający struktury fluidalne diamikton, mógł podlegać wpływom w warunkach klimatu peryglacialnego (obecnie jest to diamikton rolniczy). Pomiarów orientacji głazików dokonano tylko w partiach spągowych, w miejscach niezmiennych postsedymentacyjnie, tuż nad kontaktem erozyjnym na głębokości 2,5 m i 1,9 m.

Średni azymut w obu stanowiskach wyliczono na  $A = 337^\circ$  (Mąkolice III) i na  $A = 332^\circ$  (Mąkolice V). Inklinacja jest większa w Mąkolicach III ( $I = 18,8^\circ$ ) niż w Mąkolicach V ( $I = 12^\circ$ ). Wartości długości wektora wypadkowego ( $V_1 = 0,904$  w Mąkolicach III i  $V_1 = 0,657$  w Mąkolicach V) wskazują na dużą koncentrację na kierunku NW–SW rozkładów zbliżonych do unimodalnych. Powyższe dane dowodzą, że lądolód który złożył glinę górną napłynął z sektora północno-zachodniego i należy wiązać go z lobem Widawki lądolodu warty.

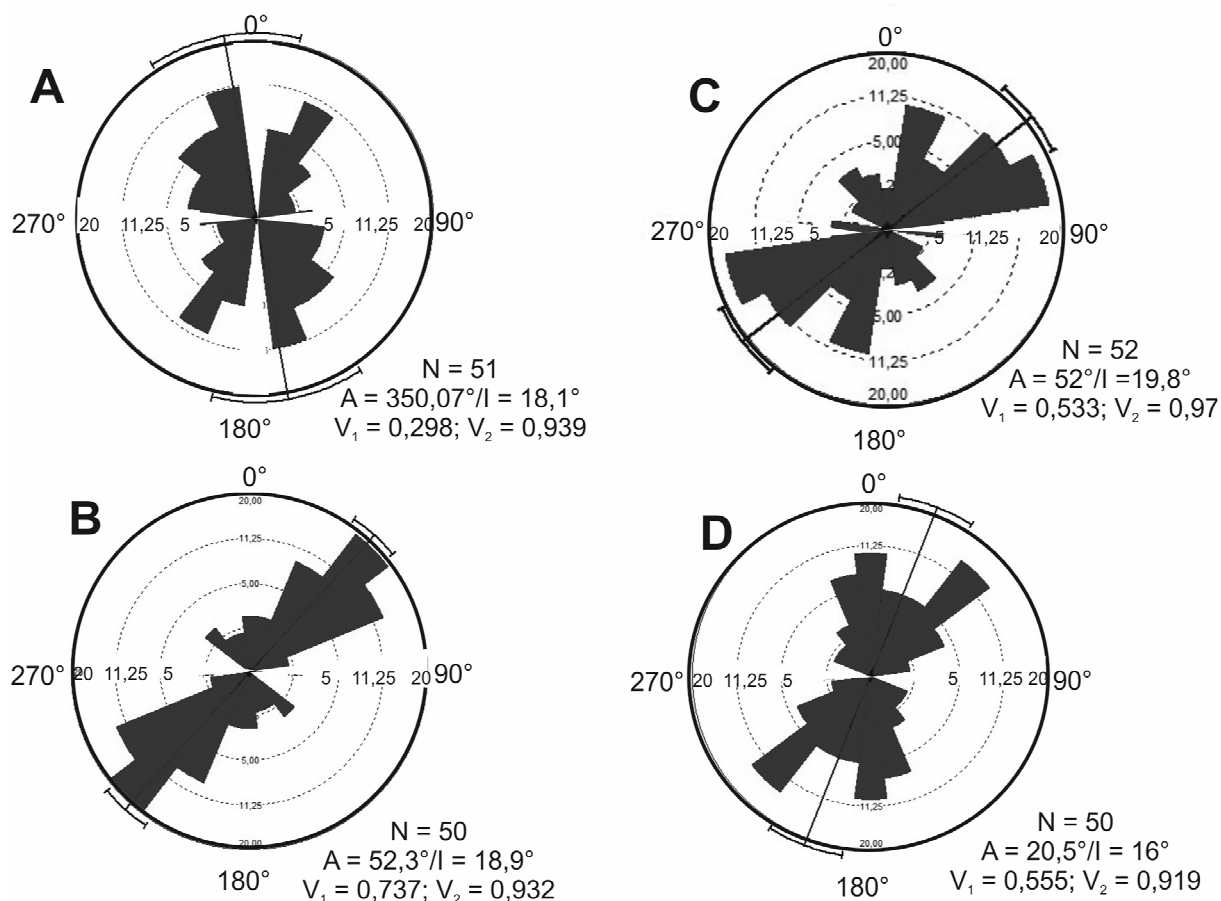
Stanowisko Kamięnsk (rys. 5D) wybrano do badań ze względu na jego kluczowe znaczenie w rozwiązaniu hipotezy na temat istnienia węzła interlobalnego w osi garbu łódzkiego. Interpretowany wcześniej jako położony w obrębie warciańskiej moreny czołowej pagór (Baraniecka 1967, 1971), okazał się formą poligeniczną zbudowaną z różnowiekowych osadów plejstocenских (Wachecka-Kotkowska 2015). Osady piaszczysto-mułkowe budujące trzon pagóra, o dużej miąższości (do 9 m), wieńczy otulający wzniesienie nieciągły, miejscami zwietrzały pokład gliny morenowej o miąższości 1–2,5 m.

Glina zwałowa występująca w Kamięnsku to diamikton piaszczysty lub ilasty o barwie jasno-brunatnej, o zwartym szkielecie ziarnowym. W spągu występują drobne i pojedyncze struktury fałdowe. Wykonane badania osi dłuższych głazików w miejscach niezmiennych przez procesy

postsedymentacyjnie wykazały, że średni kierunek ich orientacji  $A$  wynosi  $21^\circ$ , a średnie nachylenie  $I = 19^\circ$ . Długość wektorów wypadkowych jest statystycznie dość satysfakcjonująca i wynosi  $V_1 = 0,6$ ;  $V_2 = 0,7$ . Z diagramu rozetowego widać, że istnieją dwa większe wychylenia dla kierunków: N ( $0\text{--}5^\circ$ ) i NEE ( $70\text{--}80^\circ$ ) oraz podrzędny kierunek NW ( $310^\circ$ ). Jest to wynik przedstawiający jako główny kierunek transportu z północnego wschodu, charakterystyczny dla lobu Pilicy-Luciąży, a jako marginalny z zachodu, typowy dla lobu Widawki.

#### Strefa IV – Równina Piotrkowska

Na Równinie Piotrkowskiej dokonano pomiaru w czterech stanowiskach (rys. 2, 6A–D): w Lewkówe III, w glinie przykrywającej kopalny sandr Karlina, w Rokszytach u postawy pagórów III strefy, na zapleczu ciągu morenowego Wzgórz Dobryszczyckich i w Piotrkowie Trybunalskim na wysoczyźnie morenowej falistej w stanowiskach Focus Mall i przy ul. Kobyleckiego. Badania przeprowadzono w glinie górnej, zalegającej na powierzchni topograficznej, której miąższość w wymienionych stanowiskach wynosi 1,5–2 m. Glina rozpoczyna się ostrym kontaktem z osadami podścielającymi. W Piotrkowie Trybunalskim w Focus Mall brak jest warstwy deformacyjnej, natomiast w Lewkówe III oraz Rokszytach występują deformacje w stropie osadów wodnolodowcowych. We wszystkich stanowiskach występują dowody na depozycję typu *lodgement*: zlicowane klasty i bruki głazowe zorientowane generalnie w kierunku NNW–SSE. W Lewkówe III zaobserwowano bruki, w których od spodu widać obleczenia diamiktonem brązowym. W brązowym matriksie występują rozwleczone wkładki piaszczyste *sand stringers* (w st. Focus Mall, Rokszyce i Lewkówka III), świadczące o odspojeniach. Ponadto są obecne ślady akrecji gliny w kilku epizodach *lodgement*. W Piotrkowie w stanowisku przy ul. Kobyleckiego w glinie występuje złupkowacenie, widoczne w pierwszych 100 cm od spągu diamiktonu. Powyżej zalega diamikton masywny, ilasty, z wkładkami szarego piasku, bez spękań. Soczewki piaszczyste mają układ kieszeniowaty lub wertykalny, który świadczy o ich spokojnym wytapianiu ze stopy lądolodu. W profilu widać większą strukturę piaszczystą o głębokości do 30 cm, którą interpretowano jako wypełnienie kanału typu N. W stanowisku Focus Mall występuje



Rys. 6. Wyniki pomiarów osi dłuższych głązików w glinie morenowej w strefie IV (objaśnienia na rys. 3)

stanowiska: A – Lewkówka III (gł. 1,5 m), B – Rokszyce (gł. 1,8 m), C – Focus Mall (gł. 1,9 m), D – ul. Kobyleckiego (Piotrków Tryb., gł. 2 m)

Till fabrics result in zone IV (explanations on Fig. 3)

sites: A – Lewkówka III (1.5 m depth), B – Rokszyce (1.8 m depth), C – Focus Mall (1.9 m depth), D – Kobyleckiego Str (Piotrków Tryb., 2 m depth)

natomiast diamikton piaszczysto-pyłowy, miejscami piaszczysty o małej zawartości klastów i rozproszonym szkielecie ziarnowym z plamistymi odbarwieniami. Diamikton na powierzchni podlegał procesom peryglacialnym a następnie glebowym. Po zdjęciu warstwy gleby, na powierzchni (20–40 cm p.p.t.) rysuje się regularna sieć poligonów o wielkości 50–100 cm; pomiary orientacji głązików przeprowadzono poniżej struktur kontrakcji termicznej.

Badania osi dłuższych głązików w glinie zwałowej pozwoliły odtworzyć lokalne kierunki napływu mas lodowych w czterech stanowiskach. W Rokszycach uzyskano azymut  $A = 52,3^\circ$ . Średni kąt nachylenia głązików wynosi  $I = 18,9^\circ$ , a długość wektorów wypadkowych  $V_1 = 0,7$  i  $V_2 = 0,9$ . W Piotrkowie, w stanowisku Focus Mall średni kierunek osi dłuższych obli-

czono na  $A = 52,0^\circ$ , a nachylenie na  $I = 19,8^\circ$ . Tutaj wektor wypadkowy dla orientacji jest nieco krótszy ( $V_1 = 53$ ). W Rokszycach na diagramie widać jedno maksimum, zbliżone do wartości średniego azymutu, natomiast w Focus Mall występują dwa kierunki – NNE i NEE, stąd wyliczony sektor pośredni – NE.

Inaczej jest w Lewkówce III i Piotrkowie przy ul. Kobyleckiego. Na diagramach rysują się dwa maksima, a azymut średni pokrywa się z jednym z nich. Przy ul. Kobyleckiego w diamiktonie głąziki są zorientowane w kierunku N–S i NE–SW. Średni kąt ich nachylenia  $A$  wynosi  $20,5^\circ$  ( $V_1 = 0,555; V_2 = 0,9$ ). W Lewkówce III układ jest bimodalny w kierunkach NWW–SEE i NEE–SWW. Średni wektor wypadkowy  $A$  obliczono na  $350^\circ$ . Długość wektora wypadkowego  $V_1$  wynosi zaledwie 0,3, co świadczy o dużej dys-

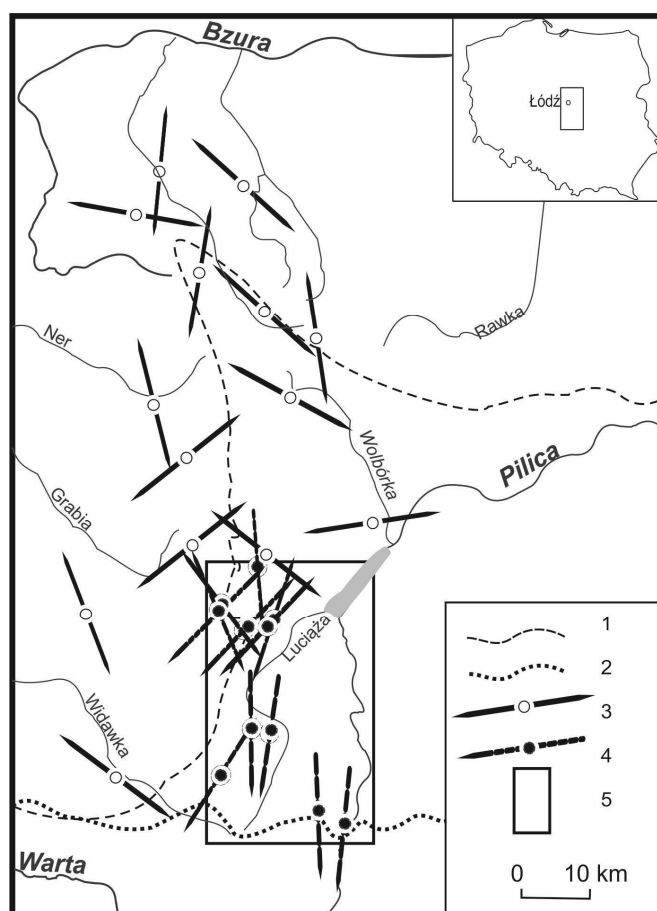
persji kierunków, tak z NNW, jak i z NNE, przy braku gładzików o orientacji na kierunku N–S. Jak wynika z przedstawionych pomiarów kierunkowych na Równinie Piotrkowskiej, w części północnej dominował transport lodowy z kie-

runku północnego, a na zapleczu Wzgórz Dobryrzyckich masy lodowe napłynęły z kierunku północno-wschodniego, odpowiadającego osi kopalnej doliny Włodzimierzowa, wykorzystywanej obecnie przez dolną Luciążę.

## PODSUMOWANIE I WNIOSKI

Rezultaty analizy cech kierunkowych glin morenowych przedstawione w artykule potwierdzają napływanie w osi garbu łódzkiego mas lodowych z dwóch kierunków, co wyjaśniło

wyniki badań Klatkowej (1992, 1993, 1995). Zbieganie się kierunków napływu lodu z sektorów NNW/NW i NNE/NE przedstawiono na rysunku 7.



Rys. 7. Lokalne kierunki transportu lodowego we wschodniej części regionu łódzkiego

zasięg maksymalny łądolodu warty według: 1 – Różyckiego (1972), 2 – Wacheckiej-Kotkowskiej (2015); lokalne kierunki transportu lodowego: 3 – zestawione przez Klatkową (1995), 4 – przedstawione w tym artykule; 5 – obszar badań

Local directions of glacial transport in the eastern part of the Łódź Region

maximum extent of the Wartanian ice-sheet according to: 1 – Różycki (1972), 2 – Wachecka-Kotkowska (2015); local direction of ice transport: 3 – summary by Klatkowa (1995), 4 – presented in this article; 5 – investigated area

Na południu badanego obszaru (strefa I) łądolód przykrył gliną bazalną proksymalne części stożków wodnolodowcowych uformowanych przed czołem w okresie transgresji pomiędzy ostańcami powierzchni mezozoicznej. Statystyczne wyniki badań orientacji gładzików przeprowadzonych w stanowiskach Ochotnik i Kalinki oraz rys lodowcowych w Dębie dowodzą, że kierunek paleotransportu przebiegał generalnie z północy, czyli był zgodny z przebiegiem osi doliny środkowej Pilicy. Bardziej szczegółowa analiza azymutów i inklinacji osi gładzików

wyraźnie pokazuje lokalne dostosowywanie się transportu lodowego do ukształtowania podłoża.

W centralnej części terenu (strefa II), łądolód transgredował również z kierunku północnego (Szczepanowice  $A = 4,5^\circ$ ). Bimodalność w rozkładzie gładzików w Daniszewicach i delikatne zaznaczenie kierunku z NNW ( $A = 330\text{--}340^\circ$ ) powiązано z rowem Kleszczowa, który być może wymusił dłuższy postój mas lodowcowych na osi Wzgórz Dobryrzyckich i niewielką oscylację z NW.

Na obszarze Wysoczyzny Bełchatowskiej (strefa III) wyniki badań kierunkowych potwierdziły krzyżowanie się na osi garbu łódzkiego kierunków transportu lodowego z NW i z NE (rys. 7). Masy lodowcowe napłynęły najpierw z kierunku NE (Kamieńsk  $A = 21^\circ$ ), deformując podłoże i wyciskając glinę san 2 (Mąkolice III). Następnie doszło do transgresji z kierunku NW/NNW (Mąkolice III i V  $A \text{ ca } 330^\circ$ ). W strefie interlobalnej, w zależności od miejsca, napływ mas lodowcowych ze wschodu i/lub zachodu uczestniczył w różnych proporcjach. Pozwala to mówić o konfluencji obu lobów – Widawki i Rawki. Na Równinie Piotrkowskiej (strefa IV) lądolód warciański napłynął z kierunków NE i NNE. Wyliczony azymut  $\text{ca } 52^\circ$  w Rokszycach i Piotrkowie Focus Mall nawiązuje do kierunku osi kopalnej doliny Włodzimierzowa (obecnej doliny dolnej Luciąży – patrz Wachecka-Kotkowska 2004). Bimodalność z kierunków N i NE pokazuje różne preferencje sektora Pilicy (S–N) i dolnej Luciąży

(SW–NE). Na równinie moreny dennej w północnej części badanego obszaru udokumentowano również ślady transportu lodowego z sektora zachodniego NNW (Lewkówka  $A = 350^\circ$ ).

Dokonana interpretacja kierunków transgresji warciańskich mas lodowych pozwala na wysunięcie następujących wniosków:

- lądolód warty napłynął nie tylko na zachodnią część badanego terenu z NNW i NW ( $330\text{--}340^\circ$ ) jako lob Widawki, ale również, na cały pozostały obszar (strefy I, II, IV) z N, NE i NNE ( $357\text{--}52^\circ$ ) jako lob Pilicy-Luciąży, który starymi szlakami dolinnymi dotarł do północnych stoków wyżyn w okolicach Przedborza,
- na garbie łódzkim doszło do konfluencji lobów lodowcowych lądolodu warty Widawki (zachodniego) oraz Pilicy-Luciąży (wschodniego).

Prace badawcze zostały sfinansowane z grantu N N306 721140 „Morfogeneza obszaru pomiędzy Radomskiem, Przedborzem i Piotrkowem Trybunalskim jako świadectwo uwarunkowań, przebiegu i roli najmłodszych zdarzeń glacialnych pogranicza Niżu i Wyżyn środkowej Polski”.

Cyfrowy model terenu z wyróżnionymi strefami rzeźby glacialnej oraz zestawienie wszystkich omówionych stanowisk badawczych i ich lokalizację na tle interpretacji kierunków nasunięcia lobów przedstawiono w załączniku na końcu tomu.

## LITERATURA

- Baraniecka M.D. 1967. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000 ark. Kamieńsk. Warszawa: Inst. Geol.
- Baraniecka M.D. 1971. Objąsnienia do Szczegółowej mapy geologicznej Polski w skali 1:50 000, ark. Kamieńsk. Warszawa: Wyd. Geol.
- Czubla P. 2015. „Analiza zespołów eratyków w glinach lodowcowych i ich znaczenie w rekonstrukcji zasięgu lądolodu warciańskiego w obszarze między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem (środkowa Polska)”. *Acta Geographica Lodziensia* 103: 25-43.
- Gradziński R., A. Kostecka, A. Radomski, R. Unrug. 1986. Zarys sedimentologii. Warszawa: Wydawnictwo Geologiczne.
- Klatkova H. 1992. „Niektóre wskaźniki kierunków transportu lodowego w środkowej Polsce i ich przydatność do wyróżnień facjalnych i stratygraficznych oraz rekonstrukcji paleogeograficznych”. *Acta Geographica Lodziensia* 63: 39-79.
- Klatkova H. 1993. „Niektóre cechy glacialnych osadów warty w środkowej Polsce”. *Acta Geographica Lodziensia* 65: 99-140.
- Klatkova H. 1995. „Remarks on the Warta Stage in Middle Poland”. *Acta Geographica Lodziensia* 68: 95-108.
- Król E., L. Wachecka-Kotkowska. 2015. „Anizotropia podatności magnetycznej jako potencjalne narzędzie wyznaczenia kierunków paleopórądków na osadach glacialnych na obszarze pomiędzy Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem (środkowa Polska)”. *Acta Geographica Lodziensia* 103: 79-97.
- Marks L. 1992. Osady i formy rzeźby lodowcowej i wodnolodowcowej. W *Czwartorzęd. Osady, metody badań, stratygrafia*, 92-153. Warszawa: Wyd. PAE.

- Marks L., A. Ber, W. Gogołek, K. Piotrowska 2006. Mapa Geologiczna Polski w skali 1:500 000. Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny.
- Molewski P. 2007. Neotektoniczne i glacydynamiczne uwarunkowania wykształcenia plejstocenu Wysoczyzny Kujawskiej. Toruń: Wyd. Naukowe UMK.
- Mycielska-Dowgiałło E. 1980. Wstęp do sedymentologii (dla geografów). Kielce: WSP.
- Narloch W., J.A. Piotrowski, W. Wysota, K. Tylmann. 2015. „Till formation under a soft-bedded palaeo-ice stream of the Scandinavian Ice Sheet, constrained using qualitative and quantitative microstructural analyses”. *Sedimentary Geology* 326: 64-78.
- Niewiarowski W. 1971. „Ułożenie kamieni w utworach morenowych ostatniego lądolodu na terenie Dolnego Powiśla”. *Zeszyty Naukowe UMK, Nauki Mat.-Przyr.* 26, *Geografia VIII*: 31-49.
- Piotrowski J.A., N.K. Larsen, J. Menzies, W. Wysota. 2006. „Formation of subglacial till under transient bed conditions: Deposition, deformation, and basal decoupling under a Weichselian ice sheet lobe, central Poland”. *Sedimentology* 53 (1): 83-106.
- Racinowski R. 1973. Badanie osadów morenowych. W *Metodyka badań osadów czwartorzędowych*: 436-453. Warszawa: Wyd. Geologiczne.
- Roman M. 2010. Rekonstrukcja lobu płockiego w czasie ostatniego zlodowacenia. *Acta Geographica Lodziensia* 96.
- Roman M. 2012. Szczegółowa mapa geologiczna Polski w skali 1:50 000, ark. Gostynin (481). Warszawa: Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy.
- Różycki S.Z. 1972. Plejstocen Polski Środkowej na tle przeszłości w górnym trzeciorzędzie Warszawa: PWN.
- Rutkowski J. 1995. O niektórych strukturach kierunkowych i sposobach ich przedstawiania. W: *Badania osadów czwartorzędowych*: 204-219. Warszawa: Uniwersytet Warszawski.
- Salamon T. 2012. „Rekonstrukcja kierunków ruchu lodu w obrębie lobu górnej Odry”. *Przegląd Geologiczny* 60 (10): 539-545.
- Turkowska K. 2006. Geomorfologia regionu łódzkiego. Łódź: Wydawnictwo UŁ.
- Wachecka-Kotkowska L. 2004. Ewolucja doliny Luciąży – uwarunkowania klimatyczne a lokalne. *Acta Geographica Lodziensia* 86.
- Wachecka-Kotkowska L. 2015. Rozwój rzeźby obszaru między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedbórzem w czwartorzędzie. Łódź: Wydawnictwo UŁ.
- Wachecka-Kotkowska L., P. Czubła, M. Górską-Zabielska, E. Król. 2012. „Poligeneza pagóra w okolicach Mąkolic na wododziale Wisły i Odry na Wysoczyźnie Bełchatowskiej, region łódzki”. *Acta Geographica Lodziensia* 100: 161-178.
- Wysota W. 2002. Stratygrafia i środowiska sedymentacji zlodowacenia wisły w południowej części dolnego Powiśla. Toruń: Wydawnictwo UMK.
- Wysota W. 2004. „Facje glin subglacialnych zlodowacenia wisły w południowej części dolnego Powiśla”. *Przegląd Geologiczny* 52 (4): 347-349.

**MEASUREMENTS OF TILL FABRIC ORIENTATION IN THE MORAINIC TILLS FOR RECONSTRUCTION OF THE ICE FLOW DIRECTION IN THE PIOTRKÓW TRYBUNALSKI, RADOMSKO AND PRZEDBÓRZ (CENTRAL POLAND)**

**SUMMARY**

**Abstract.** The article presents the results of measurements of the longer axes orientation in the morainic tills at 11 sites and 12 outcrops in zones I–IV of the glacygenic forms in the area between Piotrków Trybunalski, Radomsko and Przedbórz. Zone III located in the western part of the said area corresponds to the well-recognised Widawka lobe in the Łódź region. Zones I, II and IV in the eastern part of the study area associated with the hypothetical Pilica-Luciąża lobe (S part of the Rawka lobe) and both coming from the Warta ice-sheet. Measurements of fabric clasts in zone III proved that the ice sheet has arrived from NNW and NW (330°–340°). In zones I, II, and IV transgression came from the NNE and NE (357°–52°). The lobe reached the Kamieńsk–Rzejowice–Przedbórz line. In the Łódź hump, the meridian belt between Kamieńsk and Łódź fabric tills are of various orientation interpreted as a confluence of the two lobes.

**Key words:** morainic till, till fabrics, Wartanian ice-sheet, Łódź Region, central Poland

Till fabrics orientation was carried out in glacial till in the area between Piotrków Trybunalski, Radomsko and Przedbórz, until

recent years almost entirely interpreted as extraglacial terms of the maximum range of the Wartanian ice sheet in central Poland. Recon-

struction of ice flow directions in each of the highlighted zones I–IV of the glacial forms would be one way to answer to the question of the hypothetically established relationship of till in the whole SE Łódź Region covered by the Warta ice-sheet (Fig. 1), and generally verify the hypothesis calling into question the existence of the interlobal zone in SE part of Łódź Region (cf. Turkowska 2006).

Main results of the characteristics of the directional tills are shown in four zones (Figs 2–6; Tab. 1) against the test results along the axis of the Łódź hump completed in the nineties under the direction by Klatkova (1992, 1993, 1995) (Fig. 7). In the south of the study area (zone I) ice sheet covered the proximal part of the basal till glaciofluvial cones against his forehead during transgression, creating glacial forms of marginal spread between outliers of the Mesozoic surface, situated above 250 m a.s.l. Statistical results of investigation conducted in the orientation of gravels in till at the Ochotnik and Kalinki sites and glacial striae in Dęba prove that the palaeotransportation ran generally from the north, which was in line with axis of the central part of the Pilica valley. A more detailed analysis of azimuth and inclination of the axis of till fabrics clearly shows the local adaptation of transport to the formation of substratum.

In the central part of the area (zone II), the ice sheet also transgressed from the north (Szczepanowice  $A = 4,5^\circ$ ). Bimodality in the distribution of gravels in Daniszewice and slide direction change of NNW ( $A = 330\text{--}340^\circ$ ) associated with the Kleszczów Graben which might have forced a longer stop of the ice-masses axis along the Dobryczyce moraines and a small oscillation of the NW and/or postglacial till on the fossil slope.

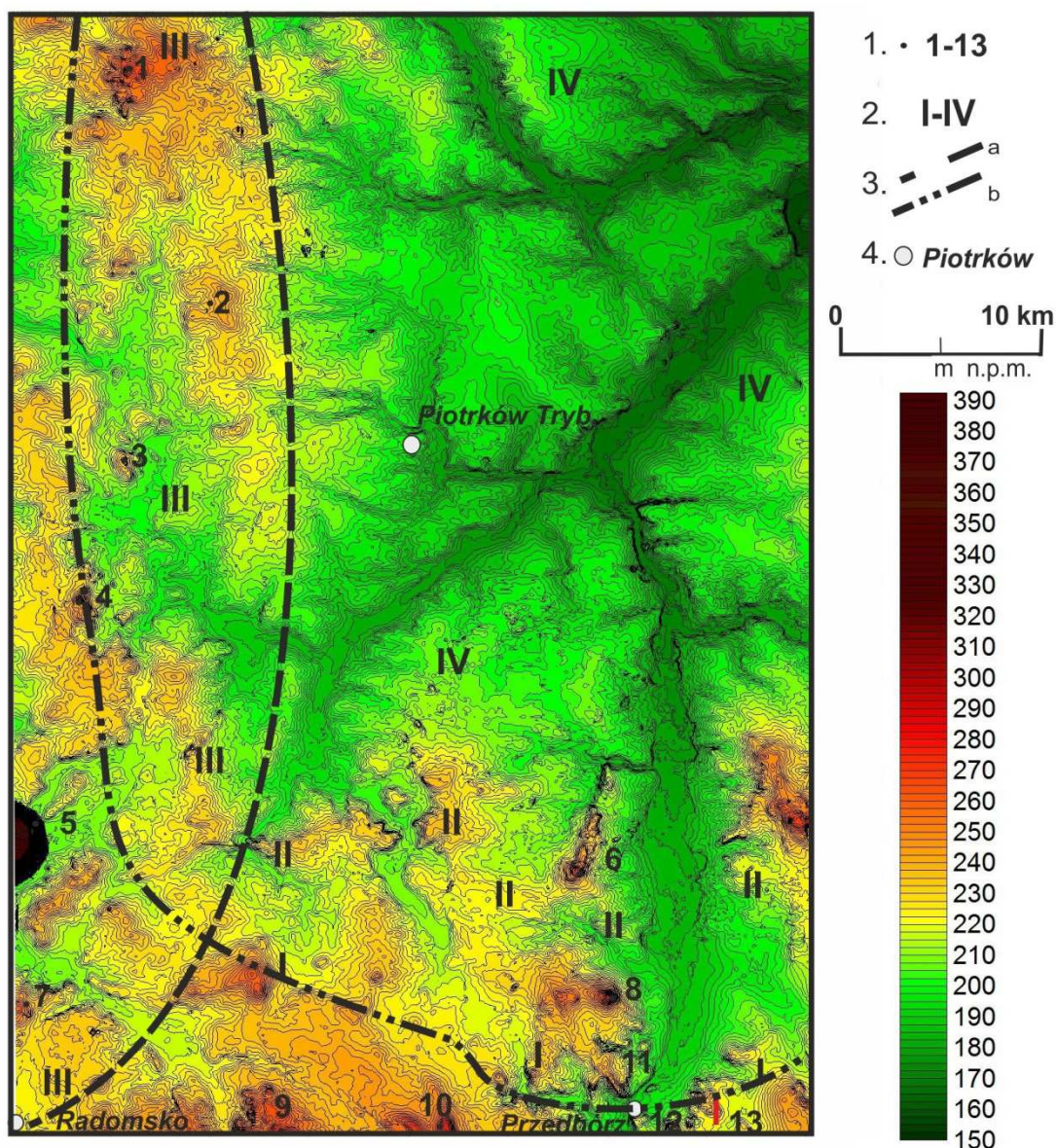
In the Bełchatów Plateau (zone III) results of the axis direction confirmed was the crossing of ice transport directions in the Łódź hump from NW and NE (Fig. 7). First, glacial masses sprang from the NE (Kamieńsk  $A = 21^\circ$ ), deforming the ground and squeezing of the San 2 till (Mąkolice III). Then there was a transgression from the NW/NNW (Mąkolice III and V  $A \text{ ca } 330^\circ$ ). In the interlobate zone, depending on the location, the influx of ice masses from the east and/or west participated in different proportions. Generally, this is to assume a confluence of both lobes – the Widawka and Rawka ones.

In the Piotrków Plain (zone IV) the Wartanian ice sheet inflowed from NE and NNE directions. At the Rokszyce and Piotrków Focus Mall sites, the azimuth calculated  $\text{ca } 52^\circ$  refers to the direction of the axis of the fossil Włodzimierzów and Niechcice valleys (now the lower Luciąża valley – see Wachecka-Kotkowska 2004). The bimodality of the directions N and NE shows different preferences the Pilica sector (S–N) and the lower Luciąża (SW–NE). On the plain ground moraine in the northern part of the study area also documented were traces of ice transport from the western sector (Lewkówka  $A = 350^\circ$ ).

The interpretation directions of the Wartanian ice masses transgression allows to draw following conclusions. The Warta ice-sheet inflowed not only in the western part of the investigated area of the NNW and NW ( $330\text{--}340^\circ$ ) as Widawka lobe, but also on the previously interpreted as an extraglacial area (in relation to the Warta transgression) of N, NE and NNE ( $357\text{--}52^\circ$ ) as a Pilica-Luciąża lobe. It used the old valley routes reaching the northern slopes of the highlands in the vicinity of Przedbórz. On the Łódź hump came to a confluence of the Warta ice lobes from west (Widawka lobe) and east (Rawka, Pilica and Luciąża lobes).







Model cyfrowy rzeźby (DTM) obszaru między Piotrkowem Trybunalskim, Radomskiem a Przedborzem na podstawie map topograficznych 1:10 000, układ 1992 (cięcie poziomicowe 2,5 m)

1 – wybrane kulminacje terenu: 1 – Górki Duże (274 m n.p.m.), 2 – Pagórki Boryszewskie (242 m n.p.m.), 3 – Mąkolice (236 m n.p.m.), 4 – Borowa Góra (278 m n.p.m.), 5 – Góra Kamieński (384 m n.p.m.), 6 – Czartoria (267 m n.p.m.), 7 – Biała Góra (252 m n.p.m.), 8 – Bąkowa Góra (287 m n.p.m.), 9 – Górki k/Zakrzowa (275 m n.p.m.), 10 – Góra Chełmo (323 m n.p.m.), 11 – Majowa Góra (245 m n.p.m.), 12 – Brzustek (268 m n.p.m.), 13 – Miejskie Pola (247 m n.p.m.) i Sokola Góra (241 m n.p.m.); 2 – strefy form glacygenicznych: strefa I – Wzgórza Radomszczańskie i Grzbiet Przedborski, strefa II – Wzgórza Dobryrzyckie, strefa III – Wysoczyzna Bełchatowska, strefa IV – Równina Piotrkowska; 3 – zasięgi lobów: a – Widawki, b – Pilicy-Luciaży (część S lobu Rawki); 4 – główne miejscowości

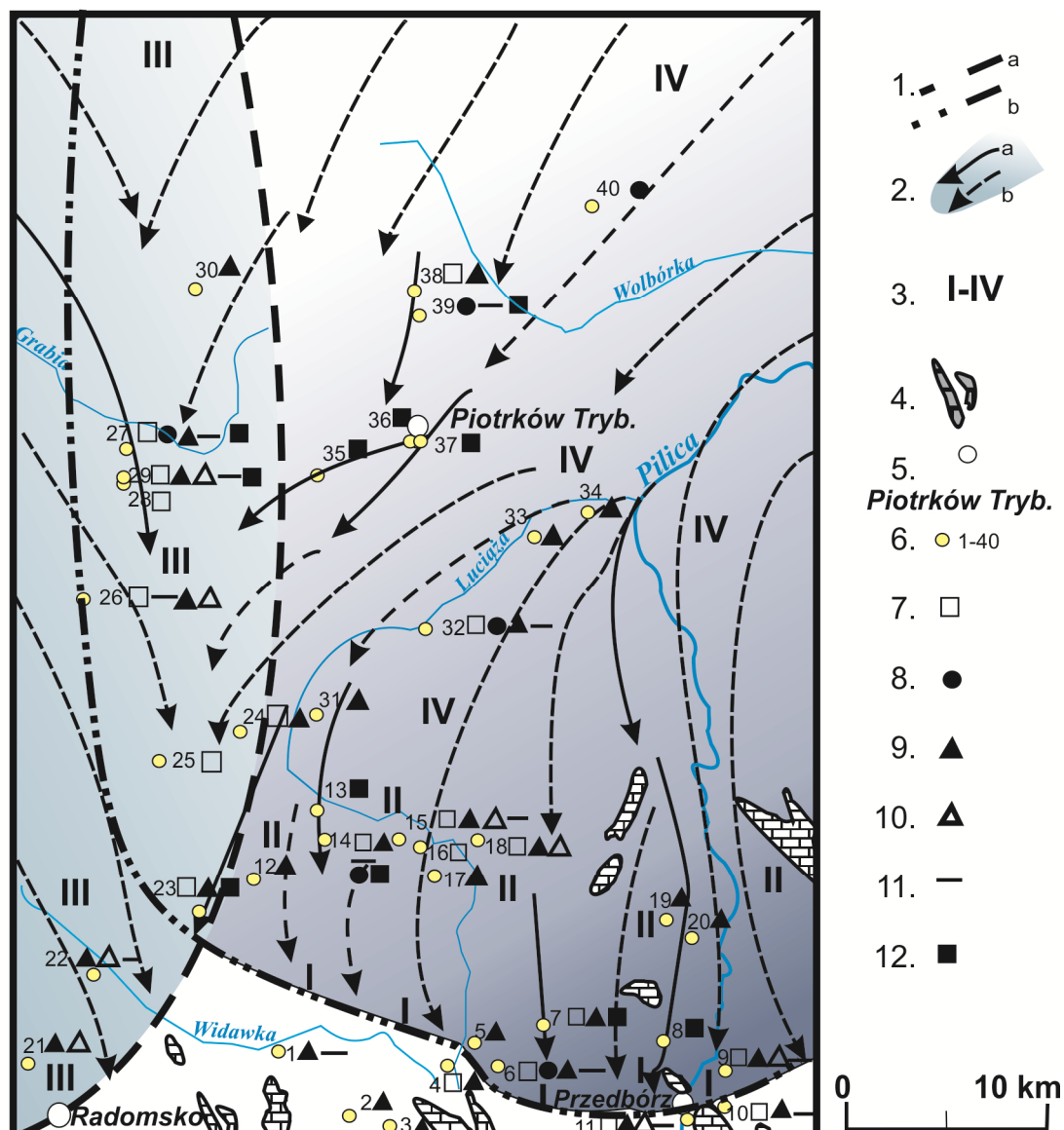
Digital terrain model (DTM) of the area between Piotrków Trybunalski, Radomsko and Przedbórz based on topographic maps of 1:10 000, 1992 system (contour lines every 2.5 m)

1 – selected elevations: 1 – Radomsko Hills (274 m a.s.l.), 2 – Boryszów Hills (242 m a.s.l.), 3 – Mąkolice (236 m a.s.l.), 4 – Borowa Hill (278 m a.s.l.), 5 – Kamieński Mt. (384 m a.s.l.), 6 – Czartoria (267 m a.s.l.), 7 – Biała Hill (252 m a.s.l.), 8 – Bąkowa Hill (287 m a.s.l.), 9 – Hills near Zakrzów (275 m a.s.l.), 10 – Chełmo Mt. (323 m a.s.l.), 11 – Majowa Hill (245 m a.s.l.), 12 – Brzustek (268 m a.s.l.), 13 – Miejskie Pola (247 m a.s.l.) and Sokola Hill (241 m a.s.l.); 2 – zones of glacygenic forms: zone I – Radomsko Hills and Przedbórz Range; zone II – Dobryrzyckie Hills, zone III – Bełchatów Plateau, zone IV – Piotrków Plain; 3 – limits of lobes: a – Widawka, b – Pilica-Luciaża (S part of the Rawka lobe); 4 – main cities

Typ i liczba analiz wykonanych dla glacialnych utworów powierzchniowych

Type and number of analyses made for glacial areal deposits

STREFA	Numer i nazwa stanowiska	Typ analizy					Anizotropia podatności magnetycznej (AMS)	Orientacja gładzików
		Minerały ciężkie	Petrografia żwirów					
			z glin ziarna > 20 mm (w tym TZG)	wodnolodowcowych				
			4–10 mm	20–60 mm (w tym TGZ)				
I. WZGÓRZA RADOMSZCZAŃSKIE /GRZBIET PRZEDBORSKI	1. Kuźnica Piaszcyce			2		1		
	2. Małowana Wola			1				
	3. Biestryków Mały			1				
	4. Rzejowice-Borki	1		1				
	5. Wola Przerębska			1				
	6. Masłowice PGR	1	1	2		1		
	7. Ochotnik	1		2			1	
	8. Kalinki						1	
	9. Ludwików	2		1	1	1		
	10. Miejskie Pola	2		1		1		
	11. Jabłonna			1	1	1		
II. WZGÓRZA DOBRYSZYCKIE	12. Gertrudów			1				
	13. Szczepanowice						1	
	14. Daniszewice	6	1	4		1	1	
	15. Teklin I	2		5	1	1		
	16. Teklin II	2						
	17. Jelica-Grabowiec			1				
	18. Kolonia Trzepnica	3		1	1			
	19. Kolonia Ręczno	3		1				
20. Zbyłowice			1					
III. WYSOCZYNA BĘLCHATOWSKA	21. Stobiecko Szlacheckie			3				
	22. Dobryszycie Małutkie			3	1	1		
	23. Kamięnsk	1		3		1	1	
	24. Gościnna-Wilkoszewice	2		2				
	25. Wola Niechcicka Stara	1						
	26. Borowa III, Moników	2		3	1	1		
	27. Mąkolice III, I	1	1	2		1	2	
	28. Mąkolice IV	1						
	29. Mąkolice V	3		3	1	1	1	
	30. Boryszów			1				
IV. RÓWNIANA PIOTRKOWSKA	31. Rajsko			1				
	32. Łazy Dąbrowa (Łazy Duże)	3	1	1		1		
	33. Kłudzice Nowe			1				
	34. Polanka			1				
	35. Rokszyce						1	
	36. Piotrków Trybunalski Focus Mall						1	
	37. Piotrków Trybunalski ul. Kobyłeckiego						1	
	38. Lewkówka I	1	1	6				
	39. Lewkówka III					1	1	
	40. Moszczenica		1					



Kierunki napływu mas lodowych w strefie marginalnej lobu Widawki i Pilicy-Luciaży na tle lokalizacji stanowisk badawczych

1 – zasięgi lobów: a – Widawki, b – Pilicy-Luciaży (część S lobu Rawki); 2 – kierunki napływu lodu: a – wyznaczone na podstawie badań, b – przypuszczalne; 3 – strefy form glacialicznych; 4 – nunataki/ostańce (wzgórza zbudowane ze skał mezozoicznych); 5 – główne miejscowości; 6 – stanowiska badawcze i miejsca poboru próbek do badań (zgodnie ze spisem w tabeli obok); 7 – analiza minerałów ciężkich; 8 – petrografia glin; 9 – petrografia osadów wodnolodowcowych 4–10 mm; 10 – petrografia osadów wodnolodowcowych (20–60 mm); 11 – analiza anizotropii podatności magnetycznej (AMS); 12 – pomiary orientacji gładzików w glinie

Ice flow directions in the marginal zone of the Widawka and Pilica-Luciaża lobes against the location of investigated sites

1 – lobes limits: a – Widawka, b – Pilica-Luciaża (S part of the Rawka lobe); 2 – ice flow directions: a – designated under the study, b – presumed; 3 – zone of glacial forms; 4 – nunataks/monadnocks (hill built of Mesozoic rocks); 5 – main cities; 6 – sites and places of sampling for testing (according to a list in Table); 7 – heavy minerals analyses; 8 – till petrography; 9 – glaciofluvial deposits petrography (4–10 mm); 10 – glaciofluvial deposits petrography (20–60 mm); 11 – anisotropy of magnetic susceptibility analysis (AMS); 12 – measurements of the fabric tills orientation